

2013

Modelling of diagenetic overprints in carbonate platforms using gas automata. Calibration and definition of key parameters by data from two outcropping analogues: the Urgonian in Vercors (SE France) and in the Calcarei Grigi of the Mont Compomolon (NE Italy).

Caroline PLANTEBLAT

Caroline Planteblat, 2013, Modelling of diagenetic overprints in carbonate platforms using gas automata. Calibration and definition of key parameters by data from two outcropping analogues: the Urgonian in Vercors (SE France) and in the Calcarei Grigi of the Mont Compomolon (NE Italy).)

Originally published at : Thesis, University of Lausanne

Posted at the University of Lausanne Open Archive.
<http://serval.unil.ch>

Droits d'auteur

L'Université de Lausanne attire expressément l'attention des utilisateurs sur le fait que tous les documents publiés dans l'Archive SERVAL sont protégés par le droit d'auteur, conformément à la loi fédérale sur le droit d'auteur et les droits voisins (LDA). A ce titre, il est indispensable d'obtenir le consentement préalable de l'auteur **et/ou de l'éditeur** avant toute utilisation d'une oeuvre ou d'une partie d'une oeuvre ne relevant pas d'une utilisation à des fins personnelles au sens de la LDA (art. 19, al. 1 lettre a). A défaut, tout contrevenant s'expose aux sanctions prévues par cette loi. Nous déclinons toute responsabilité en la matière.

Copyright

The University of Lausanne expressly draws the attention of users to the fact that all documents published in the SERVAL Archive are protected by copyright in accordance with federal law on copyright and similar rights (LDA). Accordingly it is indispensable to obtain prior consent from the author and/or publisher before any use of a work or part of a work for purposes other than personal use within the meaning of LDA (art. 19, para. 1 letter a). Failure to do so will expose offenders to the sanctions laid down by this law. We accept no liability in this respect.



UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

École Doctorale TUE

Institut des Sciences de la Terre (IS-
Terre)



UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

Faculté des Géosciences et de l'Envi-
ronnement

Institut des Sciences de la Terre (ISTE)



TOTAL S.A.

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE ET DE LAUSANNE

**MODÉLISATION PAR AUTOMATE CELLULAIRE DES PHÉNOMÈNES
DIAGÉNÉTIQUES DES PLATEFORMES CARBONATÉES.
CALIBRATION ET PARAMÉTRAGE À PARTIR DE DEUX CAS D'ÉTUDES:
L'URGONNIEN DU VERCORS (CRÉTACÉ INFÉRIEUR, SE FRANCE) ET LES
CALCAIRES GRIS DU MONT COMPOMOLON (LIAS, NE ITALIE).**

Thèse de doctorat en cotutelle dirigée par **Anne-Marie Boullier** et **Karl Föllmi**,
co-dirigée par **Thierry Adatte**

préparée et présentée à la faculté des géosciences et de l'environnement (FGSE) de l'Université de
Lausanne et à l'Institut des Sciences de la Terre (ISTerre) de l'Université de Grenoble par

Caroline PLANTEBLAT

Thèse soumise le 18 Février 2013 aux rapporteurs et soutenue le **15 Mars 2013** à huis clos à
Lausanne et publiquement le 5 Juin 2013 à Grenoble.

Composition du jury (huis clos) :

P.	ERIC VERRECCHIA	Université de Lausanne	Président (huis clos)
P.	RUDY SWENNEN	Université de Leuven	Rapporteur
P.	GUILLAUME CAUMON	Ecole Nationale Supérieure de Géologie	Rapporteur
Dr.	ANNE-MARIE BOULLIER	Université de Grenoble	Directrice de thèse
P.	KARL FÖLLMI	Université de Lausanne	Directeur de thèse
Dr.	THIERRY ADATTE	Université de Lausanne	Expert
Dr.	GÉRARD MASSONNAT	TOTAL S.A.	Expert
Dr.	ANNIE ARNAUD-VANNEAU	Association Dolomieu	Experte

Lausanne et Grenoble, 2013



UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

École Doctorale TUE

Institut des Sciences de la Terre (IS-
Terre)



UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

Faculté des Géosciences et de l'Envi-
ronnement

Institut des Sciences de la Terre (ISTE)



TOTAL S.A.

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE ET DE LAUSANNE

**MODÉLISATION PAR AUTOMATE CELLULAIRE DES PHÉNOMÈNES
DIAGÉNÉTIQUES DES PLATEFORMES CARBONATÉES.
CALIBRATION ET PARAMÉTRAGE À PARTIR DE DEUX CAS D'ÉTUDES:
L'URGONNIEN DU VERCORS (CRÉTACÉ INFÉRIEUR, SE FRANCE) ET LES
CALCAIRES GRIS DU MONT COMPOMOLON (LIAS, NE ITALIE).**

Thèse de doctorat en cotutelle dirigée par **Anne-Marie Boullier** et **Karl Föllmi**,
co-dirigée par **Thierry Adatte**

préparée et présentée à la faculté des géosciences et de l'environnement (FGSE) de l'Université de
Lausanne et à l'Institut des Sciences de la Terre (ISTerre) de l'Université de Grenoble par

Caroline PLANTEBLAT

Thèse soumise le 18 Février 2013 aux rapporteurs et soutenue le **15 Mars 2013** à huis clos à
Lausanne et publiquement le 5 Juin 2013 à Grenoble.

Composition du jury (huis clos) :

P.	ERIC VERRECCHIA	Université de Lausanne	Président (huis clos)
P.	RUDY SWENNEN	Université de Leuven	Rapporteur
P.	GUILLAUME CAUMON	Ecole Nationale Supérieure de Géologie	Rapporteur
Dr.	ANNE-MARIE BOULLIER	Université de Grenoble	Directrice de thèse
P.	KARL FÖLLMI	Université de Lausanne	Directeur de thèse
Dr.	THIERRY ADATTE	Université de Lausanne	Expert
Dr.	GÉRARD MASSONNAT	TOTAL S.A.	Expert
Dr.	ANNIE ARNAUD-VANNEAU	Association Dolomieu	Experte

Lausanne et Grenoble, 2013

IMPRIMATUR

Vu le rapport présenté par le jury d'examen, composé de

Président de la séance publique :	M. le Professeur Philippe Joseph (UJF)
Président du colloque :	M. le Professeur Eric Verrecchia (UNIL)
Co-directrice de thèse :	Mme la Professeure Anne-Marie Boullier
Co-directeur de thèse :	M. le Professeur Karl Föllmi
Expert interne :	M. le Docteur Thierry Adatte
Expert externe :	M. le Professeur Rudy Swennen
Expert externe :	Mme le Docteur Annie Arnaud-Vanneau
Expert externe :	M. le Docteur Guillaume Caumon
Expert externe :	M. le Docteur Gérard Massonnat

Le Doyen de la Faculté des géosciences et de l'environnement autorise l'impression de la thèse de

Madame Caroline PLANTEBLAT

*Titulaire d'un diplôme d'ingénieur géologue, spécialité « Ressources pétrole »
Institut Polytechnique Lasalle Beauvais, France*

Thèse effectuée dans le cadre d'une co-tutelle entre
l'Université Joseph Fourier de Grenoble (UJF) et l'Université de Lausanne (UNIL)
intitulée

**MODELISATION PAR AUTOMATE CELLULAIRE DES PHENOMENES
DIAGENETIQUES DES PLATEFORMES CARBONATEES.
Calibration et paramétrisation à partir de deux cas d'étude :
l'Urgonien du Vercors (Crétacé inférieur, SE France) et les Calcaires
Gris du Mont Compomolon (Lias, NE Italie)**

Lausanne, le 3 juillet 2013

Faculté des géosciences et de l'environnement



Professeur François Bussy, Doyen

MEMOIRE DE THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

**préparé dans le cadre d'une cotutelle entre les
Universités de Grenoble et de Lausanne**

Spécialité : **Science de la Terre, Univers, Environnement**

Arrêté ministériel : le 6 janvier 2005 -7 août 2006

Présentée par

Caroline PLANTEBLAT

Thèse dirigée par **Anne-Marie BOULLIER** et **Karl FÖLLMI**

Co-dirigée par **Thierry ADATTE**

préparée au sein des **Laboratoires de l'Institut des Sciences de
la Terre, ISTerre à Grenoble et ISTE à Lausanne**

à l'**Ecole Doctorale de Terre, Univers, Environnement et à la
Faculté des géosciences et de l'environnement (FGSE)**

**Modélisation par automate cellulaire des phénomènes
diagénétiques de plateformes carbonatées.**

**Calibration et paramétrage à partir de deux cas d'études :
l'Urgonien du Vercors (Crétacé Inférieur, SE France) et les
Calcaires Gris du Mont Compomolon (Lias, NE Italie).**

Thèse soutenue le **15 Mars 2013** à huis clos à Lausanne et
publiquement le **5 Juin 2013** à Grenoble, devant le jury composé de :

M., Rudy SWENNEN

Professeur à l'Université de Leuven, Belgique, Rapporteur

M., Guillaume CAUMON

Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie à Nancy, Rapporteur

Mme, Anne-Marie BOULLIER

Chercheur- Enseignant-chercheur à l'Université de Grenoble, ISTerre,
Directrice de thèse

M., Karl FÖLLMI

Professeur ordinaire à l'Université de Lausanne, ISTE, Directeur de thèse

M., Thierry, ADATTE

Expert scientifique en géochimie à l'Université de Lausanne, ISTE, Co-
directeur de thèse

M., Gérard, MASSONNAT

Expert en géomodélisation, TOTAL S.A., Tuteur d'entreprise

Mme, Corinne LOISY

Enseignant-chercheur, Institut EGID de Bordeaux 3, Examinatrice

Mr., Philippe JOSEPH

Professeur et expert, IFP Energie Nouvelles, Examineur et Président



IMPRIMATUR

Vu le rapport présenté par le jury d'examen, composé de

Président de la séance publique :	M. le Professeur Philippe Joseph (UJF)
Président du colloque :	M. le Professeur Eric Verrecchia (UNIL)
Co-directrice de thèse :	Mme la Professeure Anne-Marie Boullier
Co-directeur de thèse :	M. le Professeur Karl Föllmi
Expert interne :	M. le Docteur Thierry Adatte
Expert externe :	M. le Professeur Rudy Swennen
Expert externe :	Mme le Docteur Annie Arnaud-Vanneau
Expert externe :	M. le Docteur Guillaume Caumon
Expert externe :	M. le Docteur Gérard Massonnat

Le Doyen de la Faculté des géosciences et de l'environnement autorise l'impression de la thèse de

Madame Caroline PLANTEBLAT

*Titulaire d'un diplôme d'ingénieur géologue, spécialité « Ressources pétrole »
Institut Polytechnique Lasalle Beauvais, France*

Thèse effectuée dans le cadre d'une co-tutelle entre
l'Université Joseph Fourier de Grenoble (UJF) et l'Université de Lausanne (UNIL)
intitulée

**MODELISATION PAR AUTOMATE CELLULAIRE DES PHENOMENES
DIAGENETIQUES DES PLATEFORMES CARBONATEES.
Calibration et paramétrisation à partir de deux cas d'étude :
l'Urgonien du Vercors (Crétacé inférieur, SE France) et les Calcaires
Gris du Mont Compomolon (Lias, NE Italie)**

Lausanne, le 3 juillet 2013

Faculté des géosciences et de l'environnement



Professeur François Bussy, Doyen

*"J'ai décidé d'être heureux, c'est meilleur pour la santé." **Voltaire.***
*"Beaucoup rêvent de succès. A mon sens, le succès ne peut être atteint qu'après une succession d'échecs et d'introspections. En fait, le succès représente 1% de votre travail qui comporte lui, 99% de ce qu'on peut appeler échec." **Soichiro Honda.***

Modelling of diagenetic overprints in carbonate platforms using gas automata. Calibration and definition of key parameters by data from two outcropping analogues: the Urgonian in Vercors (SE France) and in the Calcarei Grigi of the Mont Compomolon (NE Italy).

Abstract Once deposited, sediment are affected by diagenetic processes during their burial history. These diagenetic processes are able to affect the petrophysical properties of the sedimentary rocks and also improve as such their reservoir capacity. The 3D modelling of their effects on lithology and their petrophysical properties of these effects is still a challenge both in the exploration as well as the development of geological reserves. The understanding of the fluids and process leading to diagenetic evolution is a complex exercise involving a multidisciplinary approach. The modelling of diagenetic processes in carbonate reservoirs is still a challenge as far as neither stochastic nor physicochemical simulations can correctly reproduce the complexity of features and the reservoir heterogeneity generated by these processes.

An alternative way to reach this objective deals with process-like methods, which simplify the algorithms while preserving all geological concepts (from data interpretation and models) in the modelling process. The aim of the methodology is to conceive a consistent and realistic 3D model of diagenetic overprints on initial facies resulting in petrophysical properties at a reservoir scale.

The principle of the method used here is related to a lattice gas automata used to mimic diagenetic fluid flows and to reproduce the diagenetic effects through the evolution of mineralogical composition and petrophysical properties. This spatio-temporal probabilistic model is conditional, and also constrained by the dataset.

This method developed in a research group is well adapted to handle dolomite reservoirs through the propagation of dolomitising fluids and has been applied on two case studies. The first study concerns a mid-Cretaceous rudist and granular platform of carbonate succession (Urgonian Fm., Les Gorges du Nan, Vercors, S.E. France), in which several main diagenetic stages have been identified. The modelling in 2D is focused on dolomitisation followed by a dedolomitisation stage. The higher dolomite-dedolomite content is usually located near parasequences boundaries. The simulation of the Urgonian series allowed to generate dolomitised/dedolomitised bodies, which matched those identified in outcrop and to represent different assumptions on diagenetic fluid flow.

For the second study, data collected from outcrops on the Venetian platform (Lias, Mont Compomolon, N.E. Italy), in which several diagenetic stages have been identified. The main one is related to per asc ensum dolomitisation along fractures. Two stages have been simulated in a 3D depositional model, which was ab initio filled with original facies and petrophysical properties.

In both examples, the evolution of the effects of the mimetic diagenetic fluid on mineralogical composition can be followed through space and numerical time and help to understand the heterogeneity in reservoir properties.

Keywords Carbonates, dolomitisation, dedolomitisation, process-like modelling, lattice gas automata, random walk, memory effect.

Modélisation par automate cellulaire des phénomènes diagénétiques des plateformes carbonatées. Calibration et paramétrage à partir de deux cas d'études: l'Urgonien du Vercors (Crétacé inférieur, SE France) et les Calcaires Gris du Mont Compomolon (Lias, NE Italie).

Résumé Une fois déposé, un sédiment est affecté au cours de son enfouissement par un ensemble de processus, le transformant parfois légèrement ou bien suffisamment pour le rendre méconnaissable. Ces modifications ont des conséquences sur les propriétés pétrophysiques qui peuvent être positives ou négatives, c'est-à-dire les améliorer ou bien les détériorer. La caractérisation des phases diagénétiques et la capacité à modéliser en 3D la réponse lithologique et pétrophysique à ces phénomènes, constitue un enjeu majeur pour le développement et l'exploitation des gisements pétroliers.

Les techniques de modélisation de la diagenèse prennent de plus en plus d'ampleur tant dans le monde académique que dans le monde industriel. Une voie alternative de représentation des processus, affranchie de l'utilisation des réactions physico-chimiques, a été adoptée et développée en mimant le déplacement du ou des fluides diagénétiques. Cette méthode s'appuie sur le principe d'un automate cellulaire et permet de simplifier les phénomènes sans sacrifier le résultat et permet de représenter les phénomènes diagénétiques à une échelle fine. Pour mimer les processus physico-chimiques des différentes formes de diagenèse, l'outil utilise un nombre limité de paramètres qui résument l'essentiel du phénomène. Cependant, ces paramètres sont essentiellement numériques ou mathématiques et nécessitent d'être mieux compris et renseignés à partir de données réelles issues d'études d'affleurements et du travail analytique effectué.

La représentation des phénomènes de dolomitisation de faible profondeur suivie d'une phase de dédolomitisation a été dans un premier temps effectuée. Le secteur concerne une portion de la série carbonatée de l'Urgonien (Barrémien-Aptien), localisée dans le massif du Vercors en France. Ce travail a été réalisé à l'échelle de la section afin de reproduire les géométries complexes associées aux phénomènes diagénétiques et de respecter les proportions mesurées en dolomite. De plus, la dolomitisation a été simulée selon trois modèles d'écoulement. En effet, la dédolomitisation étant omniprésente, plusieurs hypothèses sur le mécanisme de dolomitisation ont été énoncées et testées.

Plusieurs phases de dolomitisation per ascensum ont été également simulées sur des séries du Lias appartenant aux formations du groupe des Calcaire Gris, localisées au nord-est de l'Italie. Ces fluides diagénétiques empruntent le réseau de fracturation comme vecteur et affectent préférentiellement les lithologies les plus micritisées. Cette étude a permis de mettre en évidence la propagation des phénomènes à l'échelle de l'affleurement.

Au regard des cas d'étude traités et du travail réalisé, l'approche numérique utilisée est un outil d'aide à la compréhension du modèle diagénétique. Il permet de simuler et visualiser les concepts envisagés et surtout de discuter le modèle diagénétique proposé.

Mots-clés : Carbonates, dolomitisation, dédolomitisation, modélisation pseudo-génétique, gaz sur réseau, marche aléatoire.

REMERCIEMENTS

Ces trois dernières années ont été riches en rebondissements et en rencontres. Elles n'ont pas été de tout repos intellectuellement, ni physiquement. Ce fut une thèse semée d'évènements de la vie non prévisibles, qu'il a fallu surmonter.

Je tiens à remercier dans un premier temps les initiateurs du projet à savoir Gérard Massonnat et Elisabeth Carrio-Schaffhauser. Bien que les évènements en ont voulu autrement, ma brève période de collaboration avec Elisabeth fut décisive, son soutien et sa bonne humeur toujours au rendez-vous ont permis d'aborder les premières semaines de ma thèse dans un climat de confiance. C'est tout naturellement que je continue en remerciant Anne-Marie Boulhier qui a pris la direction de mon projet au pied levé suite à une promesse faite à Elisabeth. Bien que peu du métier concernant le projet, sa capacité à gérer au mieux le déroulement de ma thèse, son soutien quotidien, son efficacité à me faciliter les démarches administratives et sans oublier ses nombreux conseils ont fait d'Anne-Marie ma directrice à temps plein.

Un grand merci également à Annie Arnaud-Vanneau pour tout le temps passé à décortiquer les secrets des lames minces, à nos nombreux échanges et débats sur les interprétations diagénétiques et au temps qu'elle a pris pour me suivre.

Merci à Thierry Adatte et Karl Föllmi pour leurs précieuses aides et commentaires dans le déroulement de ma thèse.

Merci également pour sa disponibilité à Christophe Durlot de l'Université de Bourgogne, rencontré en fin de projet. Notre rencontre fut brève et très fructueuse sur la compréhension des phases diagénétiques de mon étude dans le Vercors.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance et mes remerciements auprès des membres de mes deux jurys (soutenance à huis clos et publique) qui ont pris le temps de juger mon travail : E. Verrecchia (Président du huis clos), R. Swennen et G. Caumon (rapporteurs avisés), C. Loisy et P. Joseph (Président soutenance publique) examinateurs à la soutenance publique.

Je tiens également à remercier les deux laboratoires avec lesquelles j'ai travaillé et les équipes associées.

Notamment, Jorge Spangenberg et Jean-Claude Lavanchy de l'Université de Lausanne, pour leur aide et leurs précieux conseils pour les analyses géochimique et minéralogique. Je n'oublie pas non plus les doctorants et post-doctorants, installés à l'Université de Lausanne, qui terminent ou ont terminé leur projet : Chloé, Alexis, Hassan, Lucie et Brahimsamba. Grâce à eux mes courts séjours ont été fructueux et agréables ; merci pour votre aide logistique, pratique et technique.

Un grand merci également aux collègues et responsables de l'entreprise TOTAL. Je pense particulièrement à Cécile Pabian-Goyheneche qui rapidement m'a mise en confiance et guidée dans mon projet. Sa compréhension et son humanité font partie intégrante de sa personnalité. Un grand merci à Francis Morandini pour ses démonstrations sur Gocad et ses astuces sur le soft ; Odile et Myriam pour leur efficacité dans la gestion administrative du quotidien et leur gentillesse. Merci à Daniel, Thierry et Jean-Claude les mains de la

carothèque toujours efficaces et prêt à rendre service même au dernier moment. Aurélien merci pour tes lumières, d'avoir partagées tes connaissances du Vercors notamment et pour nos discussions parfois casse-tête sur la compréhension de la dolomitisation. Bruno, merci de m'avoir parlé du projet italien et de tes conseils utiles sur la dolomitisation per ascensum discutée à 10 000 mètres d'altitude. Jean-Pierre et Fred, vos connaissances sur la géochimie et la minéralogie m'ont toujours été de précieuses aides pour mieux comprendre mes résultats.

Un grand merci tout particulièrement au trio de choc du bureau In2Earth, Olivier, Pascal et Rabah, les développeurs hors pair avec qui j'ai souvent conversé sur l'application de modélisation par téléphone, en réunion ou encore à l'aéroport. Votre savoir-faire et votre réactivité ont allégrement contribué à la réussite de mes simulations. Je n'essaierai plus de vous convaincre à l'avenir sur les changements de minéralogie et les changements de faciès.

Je remercie également les collaborateurs du projet italien de l'entreprise GEPlan d'avoir pris le temps de m'accompagner sur le site et de m'avoir renseignée sur le secteur.

Je n'omettrai pas l'équipe de choc qui rythmait mon quotidien, mes pauses déjeuners et parfois même mes soirées depuis plus de trois ans pour certains : Mathieu, les deux Fanny, Mélissa, Cédric, Ronan, Nico, David, Alexis, Jâmes, Matthieu et j'en passe. En effet, à la grande Fanny pour nos discussions effrénées en début de thèse, ses conseils et les sorties sportives du midi (mon tendon d'Achille s'en souvient encore mais perdu à jamais); à la petite Fanny (surnom juste pour la distinction) pour sa bonne humeur et ses histoires de vie insolites de chanceuse invétérée ! Et bien sûr, à Mélissa pour sa vivacité d'esprit et d'action au quotidien.

Une spéciale dédicace à Mathieu pour ses calambours en tout genre, à nos débats souvent animés à propos du mot du jour, souvent au grand dam de Renaud, sans oublier ses conseils et bon plans pour profiter du soleil béarnais autour d'un petit verre après une ascension pyrénéenne.

Hélène et David merci beaucoup pour votre soutien et votre présence. Hélène nos échanges en double de Badminton ont rythmé ma première année, malgré la distance c'est toujours avec plaisir que nous échangeons... par téléphone et mails, on se refait pas. David tu as eu le "privilège" de vivre une période similaire il y a presque une décennie, grâce à nos sorties (merci la caïpi) tu as vécu en live la mienne. Ta patience à m'écouter et tes conseils avisés m'ont aidé plus d'une fois.

Merci à ceux particulièrement éloignés, qui sont présents depuis déjà une décennie. Loin des yeux, leurs visites et coups de fil inopportuns ont toujours été les bienvenus, merci pour tout nos fous rires en commun à Marie, Cécile, Matthieu, Juju, Jim et Anne.

Je tiens à remercier ma famille qui depuis toujours me soutient, me suit et m'écoute patiemment et qui sont les principaux artisans de mon accomplissement d'aujourd'hui et de demain.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	vii
LISTE DES FIGURES	xi
LISTE DES TABLEAUX	xvi
AVANT-PROPOS	1
LES COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES	3
INTRODUCTION	5
0.1 CONTEXTE	5
0.2 ÉTAT DE L'ART DE LA DIAGENÈSE ET LA MODÉLISATION	5
0.3 OBJECTIFS DE LA THÈSE ET STRUCTURE DU MÉMOIRE	6
0.3.1 Présentation des exemples d'affleurement	7
0.3.2 Structure du mémoire	8
I La modélisation et la diagenèse	11
1 LES PROCESSUS ABORDÉS	13
1.1 LES PROCESSUS DIAGÉNÉTIQUES	14
1.1.1 Introduction	14
1.1.2 Description des environnements diagénétiques	15
1.1.2.1 Les environnements diagénétiques marins	15
1.1.2.2 L'environnement diagénétique météorique	16
1.1.2.3 Les environnements diagénétiques d'enfouissement	18
1.2 PHÉNOMÈNES DE DOLOMITISATION	18
1.2.1 Définition et problématique de la dolomie	19
1.2.1.1 Définition et terminologie	19
1.2.1.2 La pétrographie de la dolomite	23
1.2.1.3 Les réservoirs de dolomie : Caractéristiques pétrophysiques	24
1.2.1.4 La géochimie de la dolomite	26
1.2.2 La dolomitisation par reflux	29
1.2.2.1 Principe	29
1.2.2.2 Informations pétrographiques et géochimiques.	29
1.2.2.3 Modèles numériques :	29
1.2.2.4 Cas particulier du modèle de reflux : Modèle de Sebkha	30
1.2.3 Dolomitisation organogénique et activité bactérienne	31
1.2.3.1 Principe	31
1.2.3.2 Principe du modèle de formation de dolomie par médiation bactérienne	31

1.2.3.3	Discussion du modèle	32
1.2.4	Dolomitisation dans un environnement hyposalin et modèle de 'Mixing Zone'	32
1.2.4.1	Description et Principe	32
1.2.4.2	Controverse - Limite du modèle	33
1.2.5	La Dolomitisation Hydrothermale	34
1.2.5.1	Définitions générales	34
1.2.5.2	Exemple de dolomitisation hydrothermale ou <i>per ascensum</i>	35
2	MODÉLISATION DES PROCESSUS	37
2.1	LES MÉTHODES DE MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES PROCESSUS DIAGÉNÉTIQUES	39
2.1.1	Le transport réactif	40
2.1.1.1	Modélisation de la dolomitisation par reflux via la modélisation par transport réactif	40
2.1.1.2	Conclusions	40
2.2	LA MODÉLISATION PAR LA MÉTHODE PSEUDO-GÉNÉTIQUE	41
2.2.1	Historique et méthode de travail	41
2.2.2	Description générale de la méthodologie	42
2.2.3	Paramètres spécifiques	44
2.2.4	Conclusion	47
2.3	ÉTUDE DE SENSIBILITÉ DE L'APPLICATION NUMÉRIQUE	47
2.3.1	Définition et principe d'un plan d'expériences	47
2.3.1.1	Intérêt des plans d'expériences pour les simulations des processus diagénétiques	49
2.3.2	Principe général d'un plan d'expérience complet de type 2 ⁿ	49
2.3.3	Description des plans d'expériences effectués	50
2.3.3.1	Paramètres testés sur l'application et problématique	50
2.3.4	Plans d'expériences de la réaction de dissolution	52
2.3.4.1	Présentation des plans d'expériences	52
2.3.4.2	Résultats et interprétations	53
2.3.5	Plans d'expérience de la réaction de précipitation	55
2.3.5.1	Définition des plans d'expériences	55
2.3.5.2	Résultats et interprétations	56
3	OUTILS ET TECHNIQUES DE CARACTÉRISATION DE LA DIAGENÈSE	59
3.1	LES OUTILS MÉTHODOLOGIQUES ET CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE	60
3.1.1	Observations en microscopie optique	60
3.1.2	La cathodoluminescence dans les carbonates	60
3.1.2.1	Principe	60
3.1.2.2	Interprétations des couleurs de la CL et la diagenèse	61
3.1.3	Le microscope électronique à balayage (MEB)	63
3.1.3.1	Définition et Principe	63
3.1.4	Les inclusions fluides	64
3.1.5	L'analyse par diffraction de rayons X	66
3.1.6	L'analyse par spectrométrie de fluorescence X	67
3.2	PRÉSENTATION DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES ISOTOPIQUES	67
3.2.1	Définition et Principe	67
3.2.2	Les méthodes d'analyses	67
3.2.2.1	Échantillonnage	68
3.2.2.2	L'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone	68
3.2.2.3	L'analyse de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	69

II Modélisation des processus diagénétiques sur cas d'étude 71

4	MODÉLISATION DE PHÉNOMÈNES DIAGÉNÉTIQUES PSEUDO-STRATIFORMES	73
4.1	DESCRIPTION DU CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE	75
4.1.1	Contexte géographique	75
4.1.2	Principaux caractères structuraux du Vercors	75
4.2	DESCRIPTION SÉDIMENTOLOGIQUE DE LA ZONE ÉTUDIÉE	76
4.2.1	Coupe de référence des Gorges du Nan	76
4.2.2	Les faciès de bassin et de la plateforme externe	77
4.2.3	Les faciès de la plateforme interne (F8 à F11)	78
4.3	L'ÉTUDE DIAGÉNÉTIQUE DE LA ZONE ÉTUDIÉE DES GORGES DU NAN	79
4.4	LE MODÈLE DIAGÉNÉTIQUE DE LA PORTION DES GORGES DU NAN	81
4.4.1	Descriptions complémentaires par secteur	81
4.4.2	Le modèle numérique de la diagenèse, les étapes initiales	84
4.4.2.1	Description des paramètres de simulation	88
4.4.2.2	La phase de dolomitisation et les modèles d'écoulement associés	91
4.4.2.3	Paramétrage et résultats de simulation du modèle latéral	92
4.4.2.4	Paramétrage et résultats de simulation des modèles per descen- sum	96
4.4.2.5	Comparaison des résultats de simulation	96
4.4.2.6	Résultats de simulation des phases qui suivent la dolomitisation	101
4.4.2.7	Discussion et conclusions sur les simulations diagénétiques . .	104
5	MODÉLISATION DE DEUX PHASES DE DOLOMITISATION <i>per ascensum</i>	107
5.1	DESCRIPTION DU CONTEXTE GÉNÉRAL	108
5.1.1	Contexte géologique et structural régional	108
5.1.1.1	Evolution tectono-sédimentaire de la marge adriatique	108
5.1.1.2	Contexte structural des Alpes méridionales et de la plaine vé- nitienne	109
5.1.2	Etude structurale du plateau d'Asiago et secteur d'étude	110
5.1.2.1	Synthèse de l'étude structurale du plateau d'Asiago	110
5.1.2.2	Etude structurale du Mont Compomolon	110
5.1.3	Contexte stratigraphique et sédimentaire régional	112
5.1.3.1	Description du membre inférieur des Calcaires Gris du Lias . .	113
5.1.3.2	Description du membre intermédiaire des Calcaires Gris du Lias	115
5.1.3.3	Description du membre supérieur des Calcaires Gris du Lias . .	115
5.2	REPRÉSENTATION DU MODÈLE DE DÉPÔT	116
5.2.1	Description sédimentologique	116
5.2.1.1	Mise en évidence des faciès et environnement de dépôt	116
5.2.1.2	Description des données prélevées	117
5.2.1.3	Description des carottes et des analyses effectuées	137
5.2.2	Corrélations des sections	138
5.2.3	Le modèle de dépôt	138
5.2.3.1	Principe de la méthode de représentation numérique	138
5.2.3.2	Les données numériques associées au modèle de dépôt	139
5.3	LE MODÈLE DIAGÉNÉTIQUE DE MONT COMPOMOLON	142
5.3.1	Les analyses diagénétiques	142
5.3.1.1	Description de la base de données	142
5.3.1.2	Description des analyses pétrographiques	142
5.3.1.3	Les composants majeurs et traces	147

5.3.1.4	Description des analyses géochimiques et des inclusions fluides	148
5.3.1.5	Histoire diagénétique de Mont Compomolon	150
5.3.2	Description des étapes de modélisation des processus diagénétiques	153
5.3.2.1	Les paramètres des simulations diagénétiques	154
5.3.3	Résultats des phases diagénétiques simulées par la méthode pseudo-génétique	156
5.3.4	Discussions et Conclusions	157
CONCLUSION GÉNÉRALE		163
A ANNEXES : LES PROTOCOLES		169
A.1	PROTOCOLE EXPÉRIMENTAL POUR ANALYSE ISOTOPE DU STRONTIUM	170
A.2	ANNEXE : LES ÉLÉMENTS TRACES	171
A.3	ANNEXE : LES ÉLÉMENTS MAJEURS	179
B ANNEXES SUR LA MODÉLISATION DES GORGES DU NAN		189
B.1	PRÉSENTATION DES PLANCHES PORTANT SUR LA PARAMÉTRISATION DES MINÉRALOGIES	189
B.2	PLANCHE PROPORTION DE DOLOMITE SUR LE SECTEUR DES GORGES DU NAN, VERCORS.	191
C ANNEXE : ITALIE DESCRIPTION DES CAROTTES ET DE LA BASE DE DONNÉES		193
C.1	PLANCHES DESCRIPTIVES DES CAROTTES 1A ET 2B	193
C.2	PLANCHE DESCRIPTIVE DE LA CAROTTE 3C	193
C.3	PLANCHE DESCRIPTIVE DE LA CAROTTE 4D	193
C.4	PLANCHE DESCRIPTIVE DE LA CAROTTE 5E	193
C.5	PLANCHE DESCRIPTIVE DE LA CAROTTE 6F	194
C.6	BASE DE DONNÉES	194
C.7	RÉSULTATS MINÉRALOGIQUES	194
D ANNEXE : PLANCHES TERRAIN ASSOCIÉES AUX RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES EFFECTUÉES SUR LE SECTEUR DE MONT COMPOMOLON, ITALIE.		195
E ANNEXE : TABLEAU DE VALEURS DES PARAMÈTRES DE MODÉLISATION POUR LES PHASES DE DOLOMITISATION SIMULÉES SUR LE SECTEUR DE MONT COMPOMOLON, ITALIE.		199
F ANNEXE POSTER : ASSESSING AND MODELING OF MULTISTAGE DOLOMITISATION : A CASE STUDY IN THE CALCARI GRIGI, TRENTO PLATFORM, NORTHERN ITALY (LOWER JURASSIC)		201
G ANNEXE : ARTICLE SUR LA MODÉLISATION DES PROCESSUS DIAGÉNÉTIQUES.		203
BIBLIOGRAPHIE		205

LISTE DES FIGURES

1.1	Illustration schématique de la relation entre le rapport $\frac{Mg}{Ca}$ du fluide, le taux d'approvisionnement en ion carbonate, la morphologie des cristaux et la minéralogie des éléments inorganiques, d'après (Tucker et al. 1990) issu de Given et Wilkinson (1985). (1) ciment de calcite équant sparitique dans des sédiments de faible température, grande profondeur, de faible latitude et également à des températures d'environnement de faible profondeur ; (2) ciment équant de calcite magnésienne, en présence de coraux (rare) ; (3) ciment de calcite aciculaire magnésienne présent dans les coraux et sédiments silico-calcaires ; (4) ciment d'aragonite aciculaire dans les coraux et sédiments silico-calcaires ; (5) ciment équant de calcite sparitique faiblement magnésienne dans les environnements météoritiques ; (6) ciment de calcite sparitique faiblement magnésienne dans les spéléothèmes et travertins ; (7) aragonite aciculaire dans les spéléothèmes.	16
1.2	Les principales zones caractéristiques de l'environnement diagénétique météorique, d'après Esteban et Klappa (1983) et Tucker et al. (1990).	16
1.3	Représentation des différents types de ciments (Flügel 2004).	18
1.4	Représentation des ciments de calcite sparitique les plus communs en environnement diagénétique profond (Tucker et al. 1990).	18
1.5	Structure cristalline de la dolomite idéale ou stoechiométrique, et non-idéale, modifié d'après Lippman (1973).	20
1.6	Représentation de la cinétique de formation de la dolomite, d'après (Sibley et al. 1994).	20
1.7	Représentation schématique de la quantité d'eau de mer nécessaire pour dolomitiser 1 m ³ de calcaire, selon Land (1985).	22
1.8	Les conditions de précipitation de la calcite, de la dolomite et de l'aragonite en fonction de la salinité et du rapport $\frac{Mg}{Ca}$ des eaux naturelles, d'après Folk et Land (1975).	23
1.9	Classification simplifiée de la texture de la dolomite.	24
1.10	Carte montrant les principaux réservoirs dolomitiques subdivisés par âge. . . .	24
1.11	Processus majeurs impliqués dans la génération, la réduction et la préservation de la porosité et de la perméabilité dans les carbonates (modifié d'après Machel (2004)).	26
1.12	Diagramme $\delta^{18}O_{dolomite}$ vs température pour différents rapports $\delta^{18}O_{eau}$ calculés à partir de l'équation : $10^3 \ln \delta_{dolomite/water} = 3.2 \times 10^6 T^2 - 3.3$, modifié d'après Land (1985).	26
1.13	Modèle de reflux simplifié, échelle verticale volontairement exagérée.	29
1.14	Présentation des conditions limites de simulation sur schéma simplifié de la géométrie de la plateforme carbonatée, d'après Jones et al. (2002).	30

1.15	Résultat de la simulation de reflux sur plateforme carbonatée. (A) Lignes de courant du fluide, (B) Distribution de la salinité ($g.l^{-1}$) après 500 000 ans. L'essentiel de l'écoulement se fait à la limite de la plateforme fortement perméable, d'après Jones et al. (2002).	30
1.16	Modèle de sebkha simplifié (échelle verticale exagérée).	30
1.17	Schéma du processus de dolomitisation par activité de bactéries sulfato réductrices (BSR), d'après Vasconcelos et McKenzie (1997).	31
1.18	Mise en évidence d'une fenêtre de dolomitisation ou dorag zone dans les zone de mélange de fluide eau douce/eau de mer ; modifié d'après Badiozamani (1973).	33
1.19	Représentation du modèle de dolomitisation en zone de mélange.	33
1.20	Représentation graphique du modèle de dolomitisation en mixing zone, graphique modifié d'après Hardie, 1987. A : pour la dolomite avec produit de solubilité $K = 10^{-17}$, comme utilisé par Badiozamani (1973). B : pour de la dolomite désordonnée avec $K = 10^{-16.5}$, utilisé par Hardie, 1987. Il faut noter la zone de dolomitisation réduite	33
1.21	Formation de minéraux dits hydrothermaux, géothermaux et hydrofrigides selon Machel (2002).	35
2.1	Représentation de la compréhension d'un objet en fonction du temps d'étude ou du volume de données acquis sur cet objet.	41
2.2	Schéma expliquant la méthodologie de modélisation pseudo-génétique ou process-like en intégrant les informations collectées sur le terrain, sur lames mince et des analyses géochimiques.	42
2.3	Motifs complexes obtenus à partir du principe du Jeu de la Vie de Conway.	42
2.4	Représentation du déplacement possible d'une particule.	44
2.5	Représentation des étapes clés à suivre pour la modélisation des processus diagénétiques, d'après la méthode pseudo-génétique (process-like).	44
2.6	Représentation du déplacement des particules dans le cas d'un milieu météorique en zones non saturée et saturée.	46
2.7	Schéma explicatif des options disponibles régissant l'effet mémoire dans la SGrid : absence d'effet mémoire (diffusion) et dispersion dépendant du champ de perméabilité.	46
2.8	Animations de deux résultats de simulation d'une réaction de dissolution avec et sans fractures.	48
2.9	Représentation géométrique de la matrice d'expériences.	50
2.10	Représentation du modèle numérique simplifié utilisé pour les premiers plans d'expériences.	51
2.11	Relation entre espace géologique et espace paramétrique. La fonction de paramétrisation $u(x)$ permet de passer de l'espace géologique réel (x,y,z) à un espace paramétrique (u,v,w) . H_0 et H_1 sont des horizons majeurs représentés selon l'espace considéré, d'après Mallet (2004).	52
2.12	Représentation de l'influence des paramètres du plan D3 sur la valeur du $\log(\text{mean } K_{\text{équivalent}})$ selon la direction verticale W	53
2.13	Représentation du plan D3 : $\log(\text{variance } K_{\text{équivalent}})$ selon la direction verticale W.	53
2.14	Représentation des résultats du Plan D3 : A) $\log(\text{mean } K_{\text{équivalent}})$ déconvolué selon la réponse sur la perméabilité moyenne B) des conduits avec $\log(K_{\text{conduit}})$ et C) de la matrice $\log(K_{\text{matrice}})$ selon la direction verticale W. Rappel : la valeur moyenne de la perméabilité équivalente est obtenue à partir des résultats des perméabilités des conduits et de la matrice.	53

2.15	Résultats du plan d'expérience de dissolution D3 sous forme de surfaces de réponse.	54
2.16	Représentation du plan D4 : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction W.	55
2.17	Représentation du plan D4 : $\log(\text{variance } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction W.	55
2.18	Représentation du plan D4 : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ avec $\log(K_{\text{conduit}})$ et $\log(K_{\text{matrice}})$ selon la direction W.	55
2.19	Résultats du plan d'expérience de dissolution D3 sous forme de surfaces de réponse.	56
2.20	Représentation du plan P2 sous la forme d'un graphique Pareto : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ et $\log(\text{variance } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction verticale W.	56
2.21	Représentation du plan P2 : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ avec $\log(K_{\text{conduit}})$ et $\log(K_{\text{matrice}})$ selon la direction W et leur variance respective.	57
2.22	Représentation du plan P3 sous la forme d'un graphique Pareto : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ et $\log(\text{variance } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction W.	57
2.23	Représentation des surfaces de réponses du plan P3 sur les valeurs du $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction W. Le graphique de gauche représente une surface de réponse avec le coefficient α comme variable et celui de droite une surface de réponse avec le paramètre d'occlusion (actif ou non).	57
3.1	Représentation du domaine de luminescence de la dolomite et la calcite, d'après Martini (2010).	62
3.2	Représentation des facteurs responsables de la variation de la couleur de luminescence de la calcite, d'après Martini (2010).	62
3.3	Schéma du principe du MEB utilisé : interaction entre l'échantillon et l'électron primaire (PE).	64
3.4	Photographie du MEB utilisé, le CamScan MV2300 (Université de Lausanne).	64
3.5	Schéma représentatif des différents type d'inclusions fluides, Courtier (2010) modifié d'après Goldstein (2003). P : Inclusions primaires ; PS : Inclusions pseudosecondaires ; S : Inclusions secondaires.	64
3.6	Schéma simplifié du principe de la diffraction.	66
3.7	Dosage des éléments traces par fluorescence X. A) Représentation des pastilles pressées et B) de la presse utilisée au centre d'analyse minérale (CAM, Unil).	67
3.8	Représentation de la distribution des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone dans les sédiments, ciments et roches carbonatés en fonction de différents facteurs, d'après Hudson, 1977, tiré de Moore (2001).	69
4.1	Coupe paléogéographique schématique du Crétacé inférieur entre la vallée de l'Isère et le bassin vocontien, d'après Arnaud et Argot (2000).	75
4.2	Carte géologique du sud-est de la France, d'après F. Bastide (2012). Le rectangle en pointillé orange correspond au secteur de la figure 4.3.	76
4.3	Carte géologique de la région du Vercors et localisation de la zone d'étude, modifiée d'après F. Bastide (2012).	76
4.4	Log sédimentaire de la zone étudiée de la coupe des Gorges du Nan (Vercors), modifié d'après Arnaud-Vanneau (1980), Raddadi (2004).	76
4.5	Profil général de la série urgonienne, d'après F. Bastide (2013, travaux personnels).	76
4.6	Répartition des principaux éléments constituant les plateformes carbonatées du Crétacé Inférieur d'après Arnaud-Vanneau (1980).	77
4.7	Composition des planches 1a 4.8, 1b 4.9 et 1c 4.10.	82
4.8	Planche 1a : Description diagénétique au niveau de la zone de limite de séquence SB B4 et de part et d'autre de cet intervalle, de l'échantillon 9 à 15B.	82

4.9	Planche 1b : Description diagénétique au sommet de la sequence B ₃ en dessous de l'intervalle de la limite de séquence SB B ₄ , de l'échantillon 4 à 8.	82
4.10	Planche 1c : Description diagénétique au sommet de la sequence B ₃ en dessous de l'intervalle de la limite de séquence SB B ₄ , de l'échantillon 1 à 3.	82
4.11	Composition de la planche 2, 4.12.	82
4.12	Planche 2 : Description diagénétique correspondant aux échantillons 19 et 20, localisés 10 mètres au-dessus de la limite de séquence SB B ₄	82
4.13	Composition de la planche 3, 4.14.	83
4.14	Planche 3 : Description diagénétique de l'intervalle correspondant à l'horizon H ₃ et concernant les échantillons GN 21 à 25.	83
4.15	Composition de la planche 4, 4.16.	83
4.16	Planche 4 : Description diagénétique au dessus de l'intervalle H ₃ correspondant aux échantillons 26 à 28.	83
4.17	Composition de la planche 5, 4.18.	83
4.18	Planche 5 : Description diagénétique du sommet de la portion de coupe étudiée correspondant aux échantillons 29 à 31.	83
4.19	Représentation de la proportion de dolomite estimée sur lames minces.	84
4.20	Tableau récapitulatif des scénarios envisagés pour les simulations des cinq phases diagénétiques. Les réflexions ont porté sur l'enchaînement des phases de dolomitisation et de dédolomitisation.	84
4.21	Représentation des scénarios 1 et 2 envisagés pour les cinq phases diagénétiques. Les différences portent sur les réflexions de l'enchaînement des phases de dolomitisation et de dédolomitisation.	85
4.22	Représentation des scénarios 3 envisagés pour les cinq phases diagénétiques.	85
4.23	Représentation des scénarios 4 et 5 envisagés pour les cinq phases diagénétiques. Les différences portent sur les réflexions de l'enchaînement des phases de dolomitisation et de dédolomitisation.	86
4.24	Représentation du scénario 6 envisagé pour les cinq phases diagénétiques.	86
4.25	Représentation des dimensions des grilles numériques utilisées. Rappel : SGRID : grille stratigraphique, GRIDSIM : grille support des simulations.	87
4.26	Représentation des propriétés initiales pétrophysiques utilisées pour les simulations diagénétiques des Gorges du Nan.	88
4.27	Représentation des phases diagénétiques simulées de la coupe des Gorges du Nan sur Godiag.	88
4.28	Présentation des étapes à suivre pour paramétrer les phases diagénétiques sur Godiag.	89
4.29	Exemple d'évolution d'un faciès (F8) et de ses descendants au cours des cinq phases simulées si l'hypothèse suivante est envisagée : l'apparition d'un nouveau minéral entraîne un changement de faciès. A l'issue de la phase 1 (dolomitisation), un changement de faciès (F8 devient D1F8) s'opère si la proportion de dolomite obtenue dans une cellule est supérieure à 15 %. Pour les phases qui suivent, un changement de faciès s'effectue dès que la réaction faisant intervenir une nouveau minéral s'est réalisée, c'est le cas pour les phases 2 et 4. Par conséquent, dans l'exemple présenté apparaît les faciès D2F8 et D4F8 à l'issue de la phase 2 et 4 respectivement. Par ce procédé, à l'issue des cinq phases simulées la grille obtenues peut alors présentée jusqu'à 56 faciès.	89
4.30	Exemple d'évolution d'un faciès au cours des phases simulées avec l'hypothèse suivante : un changement de faciès est induit seulement au cours de la phase 1 de dolomitisation. Cette dernière s'applique selon un seuil de proportion de dolomite qui diffère selon les faciès.	89

4.31	Exemple d'évolution de la composition minéralogique pour un faciès donné et impact sur le conditionnement souhaité de la phase de dolomitisation. Présentation des solutions de contournement envisagées pour simuler la phase avec la condition désirée sur le changement de faciès.	89
4.32	Représentation de l'amélioration proposée sur l'outil en développement, à propos de la composition minéralogique.	90
4.33	Composition minéralogique générale des faciès initiaux et diagénétiques.	90
4.34	Schéma simplifié du principe d'estimation du nombre de particules pour un segment donné. L'exemple considère un écoulement de type météorique et un mouvement advectif permanent en zone insaturée.	91
4.35	Représentation des trois modèles d'écoulement envisagés pour la phase de dolomitisation sur le modèle numérique.	92
4.36	Schéma conceptuel expliquant les trois modèles d'écoulement envisagés pour la phase de dolomitisation sur la portion étudiée des Gorges du Nan.	92
4.37	Représentation des tests de simulations effectués sur du modèle latéral sur une petite zone.	92
4.38	Représentation d'une simulation de la phase de dolomitisation du modèle latéral sur la section étudiée Les Gorges du Nan.	94
4.39	Représentation des régions ou zones critères utilisées pour la phase de dolomitisation. Ces zones ont comme dimension de cellules ($4 \times 2 \times 4$) selon (I,J,K).	94
4.40	Résultat de la phase de dolomitisation simulée sur le modèle latéral et son impact sur les propriétés de faciès et pétrophysiques.	94
4.41	Représentation de l'évolution de la distribution de la proportion de dolomite au cours de la phase de dolomitisation par écoulement latéral. Echelle voir figure 4.40.	95
4.42	Résultats de la phase de dolomitisation simulée en écoulement latéral.	95
4.43	Représentation graphique de l'évolution de la proportion minéralogique en dolomite (moyenne, Q_{90} et écart-type) en fonction des faciès, pour la réaction de dolomitisation. Bas : résultats à l'échelle logarithmique. Note : μ = moyenne, std : écart type.	96
4.44	Résultat de simulation de la phase de dolomitisation du modèle per descensum multi-infiltré (à gauche) et son impact sur les propriétés de faciès et pétrophysiques (à droite).	96
4.45	Résultats de la phase de dolomitisation simulée en écoulement per descensum multi-infiltré (modèle 2).	97
4.46	Résultat de la phase de dolomitisation simulée sur le modèle per descensum et son impact sur les propriétés de faciès et pétrophysiques.	97
4.47	Résultat de la phase de dolomitisation simulée sur les trois modèles et comparaison avec la proportion dolomitique du log. Modèle 1 : Modèle d'écoulement latéral, modèle 2 : modèle per descensum avec passage latéral du fluide dolomitisant et modèle 3 : modèle per descensum sans passage latéral.	97
4.48	Comparaison des résultats de simulation de la phase de dolomitisation issus du modèle d'écoulement latéral avec les observations terrains localisées au sommet du log situé dans le TST de la séquence B4.	98
4.49	Comparaison des résultats de simulation de la phase de dolomitisation issus du modèle per descensum multi-infiltré avec les observations terrains localisées entre les deux lacunes situées à la base du TST de la séquence B4.	98
4.50	Comparaison des résultats de simulation de la phase de dolomitisation issus du modèle d'écoulement latéral avec les observations terrains localisées entre les deux lacunes situées à la base du TST de la séquence B4.	98

4.51	Comparaison des résultats de simulation de la phase de dolomitisation issus du modèle d'écoulement latéral avec les observations terrains. Localisation au niveau de l'intervalle sous-jacent la limite de séquence SB B4.	98
4.52	Représentation sous forme d'un histogramme, tout le long du log étudié, des résultats de proportions de dolomite à l'issue des trois scénarios simulés pour la réaction de dolomitisation comparé aux données estimées (bleu). L'axe des abscisses correspond à la fraction de proportion de dolomite, l'axe vertical correspond au log (en mètre).	98
4.53	Représentation sous forme d'un histogramme, tout le long du log étudié, des résultats de proportions de dolomite à l'issue du scénario 1, l'écoulement latéral, comparés aux données estimées (bleu).	99
4.54	Représentation sous forme d'un histogramme du coefficient de corrélation des valeurs de proportion de dolomite mesurées et simulées sur l'ensemble du log (moyenne log), par secteur et par scénario. Plus les valeurs s'approchent de 1 (ligne rouge) plus le résultat de simulation est fortement corrélé avec celui des valeurs mesurées.	99
4.55	Représentation graphique de la proportion de dolomite par rapport à celle simulée pour le scénario 1. Trois ensembles de points sont identifiables par leur couleur correspondant au trois secteurs sur le log. Une courbe de tendance a été attribuée à chacun de ces ensembles de points affichant le coefficient de détermination (R^2) et de corrélation (R).	99
4.56	Représentation graphique des distances moyennes absolues des valeurs de dolomite simulées par rapport à celles mesurées par scénario et par secteur. Note SCi=scénario i.	99
4.57	Représentation sous forme d'un histogramme, tout le long du log étudié, des résultats de proportions de dolomite à l'issue du scénario 2, l'écoulement per descensum multi-infiltré, comparés aux données estimées (bleu).	99
4.58	Représentation sous forme d'un histogramme, tout le long du log étudié, des résultats de proportions de dolomite à l'issue du scénario 3, l'écoulement per descensum simple, comparés aux données estimées (bleu).	99
4.59	Représentation graphique de la proportion de dolomite par rapport à celle simulée pour le scénario 2. Trois ensembles de points sont identifiables par leur couleur correspondant au trois secteurs sur le log. Une courbe de tendance a été attribuée à chacun de ces ensembles de points affichant le coefficient de détermination (R^2) et de corrélation (R).	100
4.60	Représentation graphique de la proportion de dolomite par rapport à celle simulée pour le scénario 3. Trois ensembles de points sont identifiables par leur couleur correspondant au trois secteurs sur le log. Une courbe de tendance a été attribuée à chacun de ces ensembles de points affichant le coefficient de détermination (R^2) et de corrélation (R).	100
4.61	Comparaison des coefficients des équations des courbes de tendance des nuage de points par scénario ((A)pente des courbes et (B) l'ordonnée à l'origine). (A) Représentation des pentes par scénario et de l'écart des pentes des corrélations réelles et parfaites (histogramme vert). Plus la pente de corrélation s'approche de un trait rouge, plus la corrélation est forte. (B) Représentation des valeurs de l'ordonnée à l'origine par scénario. Plus les valeurs s'approchent de zéro meilleur est la concrodance.	100

4.62	D'après la simulation de dolomitisation sur le modèle d'écoulement 1 latéral : Résultats de simulation des phases de dédolomitisation, de dissolution, de précipitation de ciment de calcite sparitique et de dissolution tardive de la dédolomite. Résultats A à D : représentation de la distribution de la proportion de dédolomite à l'issue de chaque phase simulée. Résultats 1 à 4 : représentation des proportions de dédolomite en fin de phase classées par gamme de valeurs. Echelle : hauteur 60 mètres, largeur : 20 mètres.	101
4.63	Représentation de la propriété de porosité pour les simulations 2 à 5 sur le modèle d'écoulement latéral. Deux types de représentation : les phases 2 et 3 avec la vraie distribution de porosité à l'issue de chacune d'elle, tandis que les porosités des phases simulées 3 et 4 sont représentées par des seuils de valeurs. Rappel échelle : hauteur 60 mètres, largeur : 20 mètres.	102
4.64	Représentation graphique (A) de l'évolution minéralogique de la dédolomite (notée calcite-dedol) et de la calcite sparitique à l'issue des phases 1 à 5 et (B) en fonction des faciès de plateforme interne. Résultats obtenus du modèle 1 de dolomitisation.	102
4.65	D'après la simulation de dolomitisation sur le modèle d'écoulement 2 multi-infiltré : Résultats de simulation des phases de dédolomitisation, de dissolution, de précipitation de ciment de calcite sparitique et de dissolution tardive de la dédolomite.	102
4.66	Représentation graphique de l'évolution de la proportion de la dédolomite (A) et de la calcite sparitique (B) à l'issue des phases 1 à 5 en fonction des faciès de plateforme interne. Résultats obtenus du modèle 2 de dolomitisation. Pour chaque faciès, deux valeurs de proportions sont affichées liées à une agressivité du fluide différente telle que $wc_1 = 0.001$ et $wc_2 = 0.0001$. Les valeurs de proportion correspondent au Q_{90}	102
4.67	Animation de l'évolution de la distribution de la porosité au cours des phases qui suivent la dolomitisation du modèle multi-infiltré.	103
4.68	Comparaison des proportions de dédolomite à l'issue des quatre dernières phases pour deux valeurs d'agressivité de fluide (IF_{diss}).	103
4.69	Représentation de l'effet de deux valeurs de fluides pour les réactions de dissolution sur la proportion de dédolomite.	103
5.1	Localisation du Mont Compomolon en Italie (vue satellite, carte et photo panoramique).	108
5.2	Carte structurale sur l'ensemble du plateau d'Asiago, modifié d'après Barbieri (1987).	109
5.3	Schéma simplifié des failles régionales sur le secteur de Mont Compomolon.	109
5.4	Unités et carte de paléogéographie de la plateforme carbonatée de Trente, d'après Carminati et al. (2010).	110
5.5	Carte de localisation du secteur d'étude, structures encadrant la plateforme carbonatée de Trente et coupe de la marge continentale jurassique des Alpes méridionales, modifié d'après Bertotti et al. (1993), Lemoine et al. (2000). Sur la carte, le trait gras bleu montre l'ensemble des failles périadriatiques. La coupe correspond aux structures après la fin du rifting encadrant la plateforme carbonatée de Trente.	110
5.6	Carte structurale sur l'ensemble du plateau d'Asiago, modifié d'après Barbieri (1987). L.V.B : ligne Bassano-Valdobbiadene ; L.V.S : ligne Val di Sella.	110
5.7	Schéma structural du plateau d'Asiago avec les alignements majeurs.	111
5.8	Schéma structural du secteur étudié avec les alignements majeurs.	111

5.9	Rosace des directions principales des données structurales déterminées sur Mont Compomolon (principaux joints et failles).	111
5.10	Exemple de failles listriques sur un affleurement du secteur de Mont Compomolon.	111
5.11	Rosace des directions des failles normales.	111
5.12	Rosaces des directions des joints principaux sur le secteur d'étude comme mesurées par Zampieri et al, 1996.	111
5.13	Rosaces des directions de joints enregistrées dans les calcaires dolomitisés et non dolomitisés.	111
5.14	Ages possibles des familles de failles (F) et de joints (J, bleu) enregistrées sur l'ensemble du plateau d'Asiago et du secteur d'étude (cercles). NB : l'indice + signifie une réactivation des failles.	112
5.15	Représentation de la stratigraphie sur le plateau d'Asiago (Di-Cuia et al. 2011). .	113
5.16	Photographie d'une portion du terrain Mont Compomolon et des limites des formations du groupe des Calcaires Gris, vue du sud-est. Les ellipses correspondent à des zones dolomitisées très poreuses.	113
5.17	Environnement composant le <i>Tidal Flats</i> ; un environnement péritidal correspond à trois unités de plateforme interne de faible profondeur d'eau à savoir unité supratidale, intertidale et subtidale.	113
5.18	Cycles types de dépôt de la formation Mont Zugna, modifié d'après Romano et al. (2005).	113
5.19	Planches de l'Association de Faciès AF ₁ (Environnement Intertidal)correspondant à la formation Mont Zugna ;	117
5.20	Planches de l'Association de Faciès AF _{1c} (Environnement Intertidal) et AF _{2a} . .	117
5.21	Planches de l'Association de Faciès AF _{2b} et AF _{2c} (Environnement peu profond confiné).	117
5.22	Planches de l'Association de Faciès AF _{3a} et AF _{3b} (Environnement peu profond). 118	
5.23	Planches de l'Association de Faciès AF ₄ (Environnement de lagon, bordure de plateforme)et AF _{5a} (Environnement marin ouvert).	118
5.24	Planches de l'Association de Faciès AF _{6a} et AF _{6b} (Environnement marin ouvert).119	
5.25	Localisation de l'ensemble des coupes du secteur Mont Compomolon, Italie. . .	119
5.26	Représentation du log de la coupe 01.	120
5.27	Représentation de la section 2, partie inférieure, Mont Compomolon (Italie). . .	123
5.28	Représentation de la section 2, zone intermédiaire, Mont Compomolon (Italie). .	123
5.29	Représentation de la section 2, zone supérieure, Mont Compomolon (Italie). . .	123
5.30	Localisation des carottes forées en 2008 (TOR Alpha et TOR Bêta) et en 2010. . .	137
5.31	Montage CT–SCAN des carottes forées en 2010 : représentation de la macroporosité et de la densité de matrice par carotte.	137
5.32	Diagramme représentant les valeurs de perméabilité en fonction de la porosité sur le secteur de Mont Compomolon (en vert) par rapport aux études précédentes sur l'ensemble du plateau d'Asiago (valeurs de 2007–2008 tirées des rapports internes Di Cuia et al. (2007 et 2008) et 2010 de ce travail).	138
5.33	Diagramme représentant les valeurs de perméabilité en fonction de la porosité sur le secteur de Mont Compomolon et selon la nature lithologique. Nota : HPD=High Porosity dolomite.	138
5.34	Assemblage des sections composites de Mont Compomolon.	138
5.35	Corrélation des coupes sur le secteur de Mont Compomolon.	138

5.36	Méthodologie suivie pour la construction numérique du modèle de dépôt. Le Facteur Commun correspond à la partie du signal d'accommodation qui est commune à tous les puits tandis que le reste est appelé Résidus. Le Facteur Commun correspond à la somme de l'eustatisme et de la subsidence régionale par exemple, tandis que les Résidus sont dus à la subsidence différentielle.	139
5.37	Représentation sur le géomodeleur, Gocad, (A) du MNT seul et (B) la carte géologique simplifiée drapée sur le MNT.	140
5.38	Carte du réseau de failles sur le secteur de Mont Compomolon.	140
5.39	Représentation du réseau de fractures utilisé sur le modèle numérique de Mont Compomolon.	140
5.40	Plages des paléop profondeurs d'eau (PWD	141
5.41	Représentation du modèle numérique 3D déformé à l'actuel renseigné en faciès. Note : en rouge sont représentés les puits utilisés obtenus à partir des sections levées.	141
5.42	Représentation du modèle structural 3D déformé construit sous SKUA®2011.	141
5.43	Illustration de la classification d'association des microfaciès diagénétiques.	143
5.44	Illustration de l'association du microfaciès D1.	143
5.45	Illustration de l'association du microfaciès D2.	143
5.46	Illustration de l'association du microfaciès D3.	143
5.47	Illustration de l'association du microfaciès D3 et des zones de croissance des ciments de dolomite (échantillon - Section 06).	143
5.48	Illustration de l'association du microfaciès D3 et des zones de croissance des ciments de dolomite (échantillon : carotte IT 2B).	143
5.49	Illustration de l'association du microfaciès D4.	144
5.50	Illustration de la dolomite de type saddle en cathodoluminescence. (Échantillon : Rotzo secteur).	144
5.51	Illustration de la dolomite de type bréchique avec débris arrondis composés de dolomites.	144
5.52	Représentation de l'assemblage des cristaux de dolomites.	144
5.53	Représentation de l'assemblage des cristaux de dolomites et de ciments calcitiques.	144
5.54	Illustration des analyses en cathodoluminescence, sections 3 et 6.	144
5.55	Planche I : Présentation du corps dolomitique TO X.	145
5.56	Planche II : Présentation du corps dolomitique TO Y.	145
5.57	Planche III : Présentation du corps dolomitique TO W.	146
5.58	Planche IV : Présentation du corps dolomitique TO J.	146
5.59	Planche V : Présentation du corps dolomitique TO B.	146
5.60	Planche VI : Présentation du corps dolomitique TO C.	147
5.61	Histogramme des oxydes de calcium et de magnésium sur l'ensemble des échantillons du secteur Mont Compomolon.	147
5.62	Histogramme trois éléments majeurs de l'ensemble des échantillons du secteur Mont Compomolon.	148
5.63	Histogramme des oxydes de fer et manganèse (Italie, Mont Compomolon).	148
5.64	Graphiques des éléments strontium, barium, cuivre et magnésium sur les échantillons dolomités et non dolomités.	148
5.65	Représentation des analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène.	149
5.66	Représentation graphique du rapport isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ par rapport au rapport isotopique de l'oxygène dans les carbonates de Mont Compomolon. La double flèche localise les gammes de valeurs associées à la période du Jurassique inférieur.	149

5.67	Mesures microthermométriques sur les inclusions fluides dans les ciments de dolomite Dc2.	149
5.68	Mesures microthermométriques sur les inclusions fluides dans les ciments de dolomite Dc2 et dans le ciment calcitique Cc4.	149
5.69	Représentation des mesures microthermométriques sur les inclusions fluides dans les ciments de dolomite Dc2 et Dc3.	150
5.70	Evolution paragenétique issue des analyses pétrographiques et des observations en cathodoluminescence.	151
5.71	Représentation des valeurs isotopiques sur échantillon (TO 13). Ces valeurs peuvent être considérées comme les valeurs standards de la précipitation tardive de ciments calcitiques.	151
5.72	Comparaison des données, en rouge, de l'étude de Spencer-Cervato et Mullis (1992) et celles de Mont Compomolon, en bleu.	151
5.73	Compilation des rapports isotopiques du strontium des études de Spencer-Cervato et Mullis (1992) en vert, de Zempolich et Hardie (1997) en bleu foncé, de Ronchi et al. (2012) en bleu (rectangle) (les valeurs inférieures à 0.7078 ne sont pas figurées) et des valeurs supérieures à 0.708 des Calcaires Gris de Mont Compomolon (en fuschia) sur la courbe de McArthur et al. (2001).	152
5.74	Représentation synthétique des trois phases principales diagénétiques du secteur d'étude et des géométries identifiées.	153
5.75	Illustration de la détermination des proportions minéralogiques par faciès.	154
5.76	Tableau de valeurs de l'indice de réactivité pour les phases de dolomitisation par faciès.	155
5.77	Tableau de valeurs et représentation graphique de l'évolution de l'agressivité du fluide en fonction de plusieurs paramètres tels que la distance parcourue, la longueur moyenne d'un segment de cellule, l'indice de réactivité du faciès et le coefficient de décroissance de l'impact du fluide ($coef_{WC}$). Afin de simplifier la compréhension de l'évolution de l'agressivité du fluide, on a considéré le modèle avec une valeur de cellule moyenne de 0.8m, un indice de réactivité moyen de 0.8, trois valeurs initiales d'agressivité de fluide égales à 0.001, 0.0004, 0.00001 et un coefficient de décroissance égale à 0.01.	156
5.78	Tableau de valeurs et représentation graphique de l'évolution de l'agressivité du fluide pour un coefficient de décroissance égale à 0.1.	156
5.79	Tableau de valeurs et représentation graphique de l'évolution de l'agressivité du fluide pour un coefficient de décroissance égale à 0.001.	156
5.80	Représentation de l'évolution de la proportion de dolomite au cours des deux phases de dolomitisation.	157
5.81	Représentation sur un layer de la proportion de dolomite à l'issue des deux phases de dolomitisation simulées. L'image de gauche correspond au quatrième layer (en partant du bas) tandis que l'image de droite représente la distribution sur un des derniers layers du modèle.	157
5.82	Evolution de la proportion dolomitique au cours des deux premières phases diagénétiques.	158
5.83	Evolution de la proportion dolomitique au cours de la troisième phase diagénétiques (cimentation calcitique).	159
5.84	Zoom au niveau du puits ou section 3 du résultat de deux phases de dolomitisation simulées.	159
5.85	Comparaison résultats de simulation et les observations terrain à l'est de la zone d'étude à proximité des coupes 6 et 7.	160

5.86	Comparaison résultats de simulation et les observations terrain à proximité de la coupe 2.	160
A.1	Illustration d'une colonne de tubes.	170
A.2	Dernière étape de préparation des échantillons : séchage des béchers.	171
B.1	Tableau des proportions de dolomite estimées en lames minces et celles obtenues à l'issues des trois scénarios simulés responsable de la formation de la dolomite. Coupe les Gorges du Nan (Vercors, SE France).	191
C.1	Planche descriptive de la carotte 1A.	193
C.2	Planche descriptive de la carotte 2B.	193
C.3	Planche descriptive de la carotte 3C.	193
C.4	Planche descriptive de la carotte 4D.	193
C.5	Planche descriptive de la carotte 5E.	193
C.6	Planche descriptive de la carotte 6F.	194
C.7	Base de données de 2006 à 2008	194
C.8	Base de données de 2010.	194
C.9	Résultats minéralogiques des éléments traces, 2010.	194
C.10	Résultats minéralogiques des éléments majeurs, 2010.	194

Liste des tableaux

1.1	Réservoirs dolomitiques en zone péritidale, d'après Sun (1995).	25
1.2	Réservoirs dolomitiques en zone subtidale associés à des évaporites de lagons dans des dolomites de reflux, Sun (1995).	25
1.3	Réservoirs dolomitiques associés à des évaporites de Tidal Flat/Lagon, Sun (1995).	25
1.4	Réservoirs dolomitiques dans des carbonates non évaporitiques, Sun (1995).	25
1.5	Origine du carbone et données isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$, d'après Tucker et al. (1990).	26
1.6	Tableau de quelques valeurs de la teneur en strontium d'après *Rodgers et al. (1982), Kyser et al. (1998), Vahrenkamp et Swart (1994).	27
1.7	Tableau de valeurs du Sodium selon la nature des fluides, d'après Land et Hoops (1973), **Rodgers et al. (1982) et ***Warren (2000).	28
1.8	Dolomitisation per ascensum et/ou hydrothermale.(Vandeginste et al. 2005, Al-Aasm 2003, Al-Aasm et al. 2002, Machel et Lonnee 2002, Smith et Davies 2006, Boni et al. 2000, Davies et Smith 2007, Davies et al. 2004, Davies et Smith 2006, Gasparrini 2003, Gasparrini et al. 2003; 2006, Grimmer et al. 2000, Lavoie et al. 2006a;b)	35
1.9	Dolomitisation per ascensum et/ou hydrothermale, suite.(Lavoie et al. 2010, Wendte et al. 2009b;a, Lopez-Horgue et al. 2010, Malone et al. 1996, Nader et al. 2006; 2007, Qing et Mountjoy 1994, Searl et Fallick 1990, Shah et al. 2010, Swennen et al. 2003; 2009, Sibley et al. 1994)	35
2.1	Tableau de données d'une matrice d'expériences	49
2.2	Matrice d'expérience factorielle complète de huit expériences	50
2.3	Plans d'expériences : tableau de valeurs et des paramètres testés pour la réaction de dissolution seule.	52
2.4	Plans d'expériences : tableau de valeurs et des paramètres testés pour la réaction de précipitation.	56
4.1	Tableau récapitulatif des paramètres de modélisation pour le faciès DF11 pour les valeurs maximales, le quantile 90 et la moyenne de la proportion en dolomite. Note : P(M1)fin ou init = Proportion en minéral M1, la dolomite, en fin ou début de simulation, NP= Nombre de Particules, IR= Indice de Réactivité du faciès et IF= Indice du Fluide.	93
4.2	Tableau mettant en évidence le nombre de particules nécessaires pour que le changement de faciès F3, F6, F7 et F8 puisse se faire en fonction de l'IR.	93
5.1	Localisation des données collectées et récupérées sur le secteur de Mont Compomolon.	118
5.2	Tableau de répartition des associations de faciès (AF) rencontrées sur le secteur de Mont Compomolon.	118
5.3	Description et interprétations des faciès et associations de faciès rencontrés sur le secteur de Mont Compomolon.	118

5.4	Description des ciments de dolomite et de calcite.	145
5.5	Tableau des valeurs utilisées pour les distributions pétrophysiques par association de faciès. Note : valeurs de porosité comprises entre 0 et 1.	154

AVANT-PROPOS

Le travail rapporté dans ce manuscrit a été mené dans le cadre d'un projet de thèse industrielle de type CIFRE, Conventions Industrielles de Formation par la REcherche, avec l'entreprise pétrolière française TOTAL, à l'initiative de Gérard Massonnat (TOTAL), expert en géomodélisation et géostatistique. De plus, cette thèse s'est réalisée en cotutelle auprès des Universités de Grenoble et de Lausanne (Suisse).

Initialement, ce projet a été suivi et accompagné par Elisabeth Carrio-Schaffhauser qui nous a quittés prématurément. Sa collègue et amie Anne-Marie Boullier, du laboratoire ISTerre de l'Université de Grenoble, a pris la suite de la direction et le suivi du projet officiellement, ainsi que Annie Arnaud-Vanneau, de l'association Dolomieu. A l'Université de Lausanne, ce projet était suivi par Karl Föllmi et Thierry Adate de la faculté des Géosciences et de l'Environnement et de l'Institut des sciences de la Terre (ISTE).

Ce mémoire comporte plusieurs animations qui s'exécutent sur la version numérique .pdf. La version papier dispose d'une version numérique gravée sur cd et ajoutée en fin de mémoire.

LES COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES

Durant la période de ma thèse, j'ai eu l'occasion de participer à un certain nombre de congrès et d'écrire deux articles.

Les congrès :

- IAS 2011, Saragosse (Espagne), Poster : Assessing and modeling of multistage dolomitisation : a case study in the Calcarei Grigi, Trento Platform, northern Italy (Lower Jurassic), cf. Annexe Poster F.
- GEOBahrain 2012, Manama (Royaume de Bahrain), Présentation orale : Process-like Method Modeling of Diagenetic Overprints in Carbonates Reservoir.
- IAS 2012, Schlading (Autriche), Présentation orale : Dolomitisation and Dedolomitisation in the Urgonian Carbonate Platform depending on Parasequence Boundaries, southeastern France.
- ADIPEC 2012, Abu Dhabi (Emirats Arabes Unis), Présentation orale : Modelling of Diagenetic Overprints in Carbonate Reservoirs through an Innovative Approach : Application to Dolomitization and Dedolomitization processes.

Les articles :

- Society of Petroleum Engineers (SPE), 2012, Modelling of Diagenetic Overprints in Carbonate Reservoirs through an Innovative Approach : Application to Dolomitisation and Dedolomitisation processes. Ce dernier est joint en Annexe p. 383.
- En cours : Sedimentary Geology, 2013, Dolomitization-Dedolomitization events in the Urgonian Carbonate Platform (late Barremian-early Aptian), Southeastern France. Cet article est intégré au mémoire, cf. Part II 4.3.

INTRODUCTION

0.1 CONTEXTE

DANS le cadre actuel de forte croissance de l'activité économique mondiale consommatrice d'énergie, la recherche de réserves d'hydrocarbures s'intéresse à des objets géologiques d'une complexité croissante pour lesquels les besoins techniques en caractérisation et en modélisation s'avèrent de plus en plus pointus.

Ces réservoirs complexes, souvent très profonds, situés dans des lithologies peu favorables au stockage d'huile, préservent une partie de la porosité et de la perméabilité lorsque l'histoire diagénétique de la roche le permet.

La caractérisation des phases diagénétiques, et la capacité de modéliser en 3D la réponse lithologique et pétrophysique à ces phénomènes, constitue donc un atout pour le développement et l'exploitation de tels gisements. En effet, comprendre l'évolution diagénétique d'un sédiment ou d'une roche, particulièrement dans les carbonates, est souvent un exercice ardu et nécessite de faire appel à des domaines aussi variés que complexes tels que la pétrographie, la sédimentologie, la pétrophysique, la géochimie des fluides et des roches, l'hydrologie, la tectonique ainsi que la stratigraphie séquentielle.

0.2 ÉTAT DE L'ART DE LA DIAGENÈSE ET LA MODÉLISATION

Les techniques de modélisation de la diagenèse prennent de plus en plus d'ampleur tant dans le monde académique que dans le monde industriel. La modélisation par définition est la représentation ou la conception d'un modèle.

Un modèle n'est jamais parfait, ni totalement représentatif de la réalité. De plus, un modèle fait des hypothèses explicites sur les processus étudiés, bien que ces dernières peuvent être fausses. Enfin, un modèle permet un raisonnement abstrait. En revanche, le choix des paramètres et des relations qui les lient éclaire la finalité. Dans la démarche de modélisation, il s'agit de se simplifier le travail, en éliminant les détails difficiles à reproduire et d'obtenir un résultat en se concentrant sur les seuls traits jugés importants.

En sciences, le mot modèle peut être utilisé dans différents contextes :

- le modèle conceptuel visant à la compréhension et au diagnostic ; une vue de l'esprit analytique ou algorithmique représentant des phénomènes et leurs relations,
- les simulations, de nature prédictive ou diagnostique avec les modèles statistiques, numériques, stochastiques.

Un bon modèle est un bon compromis entre :

- Une description juste de la réalité (paramètres nombreux, hypothèses correctes),

- Une facilité de manipulation de l'outil,
- Une production de réalisation proches de l'observation.

Des solutions existent pour modéliser en 1D l'histoire diagénétique d'un sédiment, mais la complexité des phénomènes physiques et chimiques impliqués dans les processus rend extrêmement difficile leur reproduction dans l'espace 3D.

Avec la progression des capacités de calcul, les tentatives se font plus nombreuses, mais elles butent souvent sur la lourdeur des équations à résoudre et la multiplicité des paramètres à renseigner. Ces modélisations s'effectuent dans des grilles avec un nombre limité de mailles, qui ne permettent pas de rendre compte de l'hétérogénéité de détail de ces réservoirs. Le domaine d'application de ces solutions est par conséquent bien plus à l'échelle des problèmes d'exploration qu'à l'échelle des réservoirs.

Une voie alternative de modélisation, affranchie de l'utilisation des réactions physico-chimiques, a été choisie et développée en utilisant le principe d'un automate cellulaire. Cette technique permet de simplifier les phénomènes sans sacrifier le résultat et permet de représenter les phénomènes diagénétiques à une échelle très fine (centimétrique voire même millimétrique). Cette modélisation s'effectue à partir d'un modèle sédimentaire renseigné en propriétés (pétrophysiques, faciologique, densité de fractures...) incluant ainsi une hétérogénéité initiale, c'est-à-dire avant la première phase diagénétique traitée dans le processus. Ce mode de modélisation permet de représenter les phases diagénétiques essentiellement liées au transport de fluides minéralisants ou agressifs et ainsi représenter les contrastes qui en découlent (pétrophysique, faciologique). La progression des fluides dans le milieu modifie les propriétés de celui-ci, ainsi que la probabilité de passage des fluides suivants.

0.3 OBJECTIFS DE LA THÈSE ET STRUCTURE DU MÉMOIRE

Pour mimer les processus physico-chimiques des différentes formes de diagenèse, l'outil de modélisation utilise un nombre limité de paramètres qui résument l'essentiel du phénomène : la pouvoir d'action du fluide, le potentiel de la roche à subir le processus diagénétique (la réactivité du faciès), le temps de simulation (temps numérique et non pas temps réel), le module de vitesse de déplacement. Cependant, ces paramètres sont essentiellement numériques ou mathématiques, et demandent une meilleure appréciation à partir de données réelles issues d'études d'affleurements ou de réservoirs.

L'objectif est de représenter numériquement des processus diagénétiques identifiés en utilisant une approche numérique faisant appel à des coefficients mathématiques intégrés à des équations qui miment le déplacement d'un fluide et l'interaction fluide-roche. La multiplicité des cas permet de renforcer et améliorer l'outil de modélisation.

La première étape fut de répertorier les processus diagénétiques sur lesquels se focaliser et les études de cas qui s'y attachent. Le processus diagénétique le plus controversé et le plus discuté dans les réservoirs carbonatés est la dolomitisation. Ce dernier fait l'objet d'un chapitre du mémoire qui tente d'expliquer son origine et les modèles responsables de sa formation.

Dans un second temps, il a fallu identifier des études suffisamment avancées et ainsi se concentrer sur les processus diagénétiques eux-mêmes et leur représentation via l'outil de géomodélisation en cours de développement.

Valider l'histoire diagénétique proposée pour chaque cas n'est pas l'objectif principal, il s'agit

d'essayer de reproduire les principaux processus diagénétiques identifiés par l'étude et de discuter les approches utilisées et les résultats obtenus.

À l'issue des premières synthèses d'études de cas envisageables, il s'est avéré qu'aucune ne disposait d'informations suffisantes pour démarrer directement le travail de modélisation numérique. La décision finale sur le choix des études de cas a été déterminée en tenant compte de l'intérêt de l'étude, de la faisabilité des analyses supplémentaires et du temps nécessaire pour le lancement du travail de modélisation numérique.

Pour chaque étude sélectionnée, des analyses complémentaires en laboratoire ainsi que l'acquisition de nouvelles données sur le terrain ont été effectuées afin de compléter l'information soit diagénétique, soit sédimentologique. En effet, bien que chaque cas fût doté d'une quantité de données conséquente, l'objectif initial de ces études avant mon implication n'était pas d'aboutir à un modèle numérique sédimentologique et/ou diagénétique.

Afin d'obtenir dans un premier temps un modèle numérique de dépôt, des hypothèses parfois même des simplifications ont été énoncées pour le représenter. De même, chaque cas a une histoire diagénétique plus ou moins complexe, c'est pourquoi la représentation numérique des processus a été parfois adaptée.

Ce mémoire tente de concilier deux grands domaines qui sont la géomodélisation et la diagenèse, par conséquent des concessions ont dû être faites dans chacun des domaines pour pouvoir répondre à la problématique posée. Ces concessions portent par exemple sur le temps imparti à l'acquisition de donnée analytique et le nombre de celles-ci pour contraindre le modèle de dépôt et/ou la compréhension du modèle diagénétique, ainsi que sur les tests de sensibilité de certains paramètres de l'outil de modélisation.

0.3.1 Présentation des exemples d'affleurement

Afin d'atteindre les objectifs de la thèse, deux cas d'étude ont été sélectionnés. Après une synthèse des acquis et données disponibles pour chaque cas, il s'est avéré nécessaire de poursuivre au préalable la compréhension soit du modèle de dépôt, soit de l'histoire diagénétique avant d'amorcer le travail analytique complémentaire pour les besoins de la modélisation des phases diagénétiques.

La représentation des phénomènes diagénétiques majeurs à proximité des limites de séquence et de paraséquence a été la raison du choix du premier affleurement. Localisé dans le Vercors (France), la coupe du Nan est davantage connue pour l'étude de sa séquence de dépôt de plateforme de l'Urgonien (du Barrémien supérieur à l'Aptien inférieur), que pour l'étude approfondie des phénomènes de dolomitisation et de dédolomitisation. L'acquisition de données complémentaires pour approfondir l'histoire diagénétique a donc été réalisée, ainsi que des prélèvements d'échantillons pour des analyses géochimiques en laboratoire.

L'étude diagénétique de ce secteur s'est réalisée en plusieurs étapes car elle s'est avérée plus complexe qu'initialement envisagée. En effet, une dolomitisation multiple a affecté la section étudiée suivie de plusieurs phases de calcitisation massive de la dolomite.

Les observations et analyses effectuées ont fait l'objet d'un article sur la compréhension du ou des processus de dédolomitisation. Cet article est intégré comme tel dans le mémoire. La représentation numérique des phénomènes majeurs a été effectuée au cours de la réflexion de l'étude diagénétique. De ce fait, les dernières interprétations n'ont pu être modélisées. En revanche, les résultats obtenus permettent de discuter l'approche numérique utilisée et les

hypothèses testées notamment sur la formation de la dolomite.

La seconde étude porte sur la représentation des principales phases de dolomitisation de l’affleurement Mont Compomolon (Alpes méridionales italiennes) qui affecte les premières formations du groupe des Calcaires gris (Lias). Initialement ce secteur avait été étudié pour comprendre la formation des corps dolomitiques sur le plateau d’Asiago (nord-est de l’Italie) de 2006 à 2008. Le travail fourni pendant les deux ans du projet a permis de disposer d’une base de données solide et d’une meilleure compréhension du processus de dolomitisation sur le secteur et du rôle joué par les zones de fractures.

Avant de commencer le travail de représentation des processus, des données supplémentaires ont été collectées pour une meilleure compréhension du modèle de dépôt et pour la modélisation des phénomènes diagénétiques. Au cours de cette campagne, des échantillons ont été collectés et des analyses géochimiques supplémentaires effectuées.

Sur ce secteur, l’étude diagénétique est fondée essentiellement sur les travaux précédents les miens et ne concerne que les phénomènes associés à la dolomitisation.

La modélisation des phases majeures de dolomitisation a été effectuée sur un modèle de dépôt issu d’une réalisation géostatistique. L’objectif principal des simulations numériques est de réussir à reproduire une première phase de dolomitisation massive suivie d’une seconde phase ascendante essentiellement véhiculée par le réseau de fracturation. Cette seconde phase bien que fortement cantonnée aux corridors de fractures, s’étend également latéralement à certains endroits, avant de diminuer d’intensité en s’approchant du sommet des séquences.

0.3.2 Structure du mémoire

Ce mémoire est composé de deux parties regroupant cinq chapitres. La première partie se concentre sur la description des processus diagénétiques abordés et leur caractérisation à l’aide d’analyses géochimiques et pétrographique notamment. Cette partie décrit brièvement les méthodes existantes de représentation numérique des effets de la diagenèse et celle utilisée dans ce mémoire. Cette partie regroupe les chapitres suivants :

- Le chapitre 1 présente le processus diagénétique abordé et ses caractérisations. Il s’agit de définir et de caractériser le phénomène de dolomitisation.(Contribution personnelle 100%).
- Le chapitre 2 présente brièvement l’historique de la modélisation numérique et décrit l’outil de modélisation utilisé.(Contribution personnelle 100%).
- Le chapitre 3 présente les outils et méthodes utilisés pour l’observation et la compréhension des épisodes diagénétiques.(Contribution personnelle 100%).

La seconde partie se concentre sur la modélisation et la sensibilité des paramètres utilisés pour la représentation des processus des deux cas d’affleurement. Cette partie regroupe les chapitres suivants :

- Le chapitre 4 traite de l’étude de la modélisation de phénomènes diagénétiques à proximité des limites de séquence et de paraséquence, particulièrement les phénomènes de dolomitisation et de dédolomitisation simulés sur une portion de la coupe des Gorges du Nan dans le Vercors. Pour l’élaboration de l’article, A. Arnaud Vanneau a contribué à hauteur de 30%, les autres co-auteurs à hauteur de 10% et moi-même à 60% ; le travail analytique comme la préparation des échantillons a été effectué par moi-même,

les analyses ont été effectuées par les laboratoires de l'Université de Lausanne (éléments, isotopes stables de l'oxygène et du carbone) et de Genève pour les isotopes du strontium. Le travail de modélisation (modèle de dépôt et des phénomènes diagénétiques) a été effectué par moi-même.

- Le chapitre 5 concerne la représentation de principales phases diagénétiques successives de la plateforme vénitienne associées à la dolomitisation, à savoir le remplacement minéralogique calcite-dolomite suivi par la précipitation de ciments dolomitiques puis calcitiques le long des corridors de fractures. L'étude des corps dolomitiques et structurale étaient effectuées par la compagnie TOTAL, sur le travail des descriptions de carottes et analyses pétrophysiques (mesures et CTSCAN) ce travail a été effectué par la compagnie TOTAL (60%) et par moi-même (40%). L'étude sédimentologique a été effectuée par A. Arnaud Vanneau (10%) et par moi-même (90%), la modélisation numérique, modèle de dépôt et représentation des phénomènes diagénétiques, a été entièrement fait par moi-même.

Enfin, un dernier chapitre conclue cette étude et propose des perspectives et développements possibles.

Première partie

La modélisation et la diagenèse

CHAPITRE : 1

LES PROCESSUS ABORDÉS

Résumé du chapitre

Par définition, la diagenèse regroupe l'ensemble des processus impliqués dans la transformation du sédiment après son dépôt et est régie par des réactions physico-chimiques. Les effets des processus diagénétiques et leur extension peuvent significativement varier latéralement et verticalement selon les formations concernées. Dans les carbonates - les roches traités dans cette thèse - l'ensemble des processus inclut principalement les actions bactériennes, la compaction, la dissolution, la cimentation, le remplacement minéralogique, la dolomitisation et conduit à la formation d'une roche carbonatée dans des conditions d'augmentation de température et de pression. La mise en évidence des effets de la diagenèse dans les carbonates est souvent décrite selon le type d'environnement associé marin, météorique de subsurface ou en profondeur.

Représentant près de 80% des réservoirs en huile et gaz dans les roches carbonatées, sur le continent nord américain (Sun 1995), la dolomie est un enjeu économique majeur. Pourtant sa formation reste encore mal comprise. En effet, le paradoxe apparent posé par l'abondance du minéral dolomite dans les roches sédimentaires et sa rareté dans les dépôts carbonatés récents a donné et donne encore lieu à une controverse en Sciences de la Terre. Plusieurs modèles de dolomitisation ont été décrits dans la littérature tentant d'expliquer les principaux mécanismes impliqués.

Plusieurs études apportent des réponses quant à son mode de formation le plus répandu. Certaines avancent l'hypothèse d'une association avec les solutions de saumures hypersalines (le reflux actif) ou d'autres l'influence de la cinétique dans la formation de la dolomite massive. Une revue des modèles de dolomitisation décrits dans la littérature tentant d'expliquer les principaux mécanismes impliqués est présentée.

1.1 LES PROCESSUS DIAGÉNÉTIQUES

1.1.1 Introduction

LA diagenèse des sédiments carbonatés englobe tous les processus qui ont affecté le sédiment après son dépôt, en conditions de température et de pression de surface ou de sub-surface. Certains auteurs incluent également les processus impliqués jusqu'à la limite du domaine métamorphique (Tucker et Wright, 1990). L'ensemble des processus inclut principalement les actions bactériennes, la compaction (incluant la dissolution sous contrainte), la dissolution, la cimentation, le remplacement minéralogique, la dolomitisation et conduit à la formation d'une roche carbonatée dans des conditions d'augmentation de température et de pression. La dolomitisation qui est un des processus de diagenèse affecte près de 30 à 40 % des calcaires (Warren 2000). La diagenèse peut commencer au moment de la sédimentation ou après. Dans ce cas, la diagenèse précoce se distingue de la diagenèse tardive qui se produit après lithification.

Lors de la diagenèse interviennent les mécanismes chimiques et physiques comme la compaction mécanique. L'étendue des produits diagénétiques peut varier grandement selon les formations concernées et présente souvent des variations latérales et verticales selon les séquences impliquées. La diagenèse reste le lieu des migrations fluides (liquides ou gazeuses) qui permettent le déplacement sur parfois de grandes distances de cations, anions, matière organique particulaire ou dissoute et de chaleur (Preat et al. 2004).

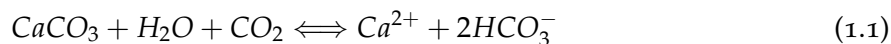
La précipitation de ciments dans les sédiments carbonatés est l'un des processus diagénétiques majeurs et a lieu quand le fluide interstitiel est sur-saturé en un composant et quand aucun facteur cinétique n'inhibe sa précipitation. Les ciments sont localisés dans des cavités mais également entre les grains.

Les processus de dissolution, de création de porosité et de cimentation dans les domaines des carbonates de plate-forme résultent des interactions des processus chimiques, physiques et biologiques souvent associés à des périodes d'émersion. Les réactions sont dirigées par des facteurs intrinsèques à la roche tels que la lithologie, le faciès, la minéralogie, le type de cimentation ou de figures sédimentaires, et les microstructures tectoniques, et par des facteurs externes au système calcaire, comme la chimie de l'eau, le climat, l'activité biologique et le régime hydraulique.

La dissolution des carbonates résulte principalement de l'action des eaux météoriques (Dragoljub 1965, Tucker et al. 1990, Filipponi et al. 2009). Dans le cas d'une plateforme carbonatée émergée, les eaux météoriques chargées en CO_2 atmosphérique pénètrent dans le sol via des discontinuités telles que des fissures et petites fractures non colmatées mais également via une porosité matricielle connectée.

Les sédiments et ciments carbonatés ainsi que les calcaires préalablement lithifiés peuvent être dissouts à petite ou grande échelle quand le fluide est sous-saturé par rapport à une minéralogie carbonatée (Tucker et al. 1990). Des grains individuels (comme les grains aragonitiques) peuvent se dissoudre notamment s'ils sont métastables dans le milieu considéré. L'aragonite est moins stable que la calcite (Walter et Morse 1985, Walter 1985, Walter et Burton 1990, Morse et Arvidson 2002) et la solubilité de la calcite augmente avec l'augmentation de la teneur en ion magnésium (Walter et Morse 1985). En domaine marin, l'eau de mer est sous-saturée en aragonite à des profondeurs supérieures à 100m et de ce fait la dissolution de l'aragonite est active.

Les interactions eau-roche qui en découlent suivent la réaction suivante :



La capacité de l'eau à dissoudre des carbonates est fonction de sa teneur en CO_2 : l'eau est d'autant plus agressive qu'elle est saturée en CO_2 . Elle est également fonction de la température (solubilité inverse).

Les processus de cimentation précoce sont importants et transforment des sédiments en roches, qui par la suite peuvent être soumises à l'émersion, à la dissolution et présenter des figures de karstification. L'interaction entre la dissolution des grains et la formation des ciments dans un tel contexte déterminera les propriétés des roches et leur évolution pétrophysique (leur porosité et leur perméabilité). Ce mécanisme se met en place au moment où les plates-formes carbonatées émergent et sont soumises à l'altération. Les limites de séquence de dépôt sont donc des intervalles clés pour étudier la diagenèse.

De manière générale, la cimentation des calcaires requiert une quantité importante de carbonate de calcium CaCO_3 et un mécanisme d'écoulement du fluide efficace. La source de CaCO_3 varie selon les environnements diagénétiques : dans le domaine marin, c'est l'eau de mer, tandis qu'en contexte météorique et d'enfouissement, c'est souvent la dissolution des sédiments eux-mêmes.

1.1.2 Description des environnements diagénétiques

La diagenèse des carbonates est présente dans trois types d'environnements : marin, météorique de sub-surface et en profondeur. Des caractéristiques de textures, de ciments sont reconnaissables selon l'environnement diagénétique.

1.1.2.1 Les environnements diagénétiques marins

La diagenèse marine a lieu aussi bien en profondeur qu'en subsurface (environnement de plage et de "tidal flat"¹). En environnement marin ouvert, l'intensité des processus dépend essentiellement de la latitude et de la profondeur d'eau. En effet, cela induit des variations de température, pression, de pression partielle de CO_2 ayant des conséquences sur la précipitation des carbonates.

En domaine marin peu profond A faible latitude et sur les plateformes, les ciments carbonatés présentent une grande variété de morphologies et précipitent facilement en zone phréatique marine, principalement sous forme de calcite magnésienne et d'aragonite. Les ciments aragonitiques et calcitiques actuels sont de type aciculaire et précipitent sous forme de fibres ou de lamelles circum-granulaires (figure 1.1) (Tucker et al. 1990, Flügel 2004) ; le sédiment est entièrement baigné dans le fluide. La morphologie des ciments marins est soit de type aciculaire soit micritique. Le plus commun est le type calcite équant que l'on retrouve dans les environnements météorique ou marin profond, cf. figure 1.1.

La cimentation marine est favorisée dans les conditions suivantes :

- la sursaturation en CaCO_3 ;

1. environnement confiné, circulation de fluide restreinte sur la plateforme. Correspond à la zone de marée ou dite intertidale.

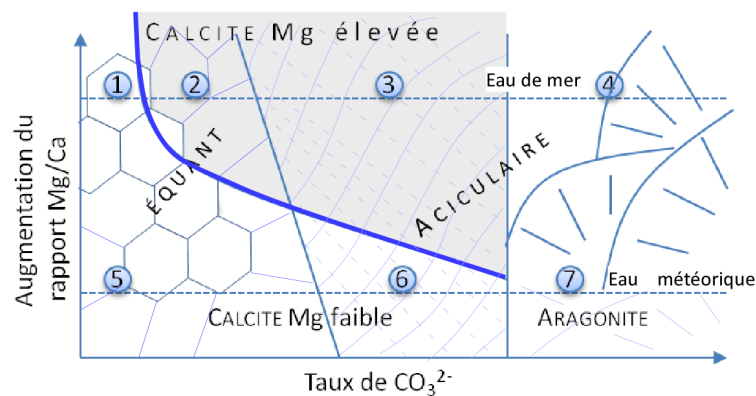


FIGURE 1.1 – Illustration schématique de la relation entre le rapport $\frac{Mg}{Ca}$ du fluide, le taux d'approvisionnement en ion carbonate, la morphologie des cristaux et la minéralogie des éléments inorganiques, d'après (Tucker et al. 1990) issu de Given et Wilkinson (1985).

(1) ciment de calcite équant sparitique dans des sédiments de faible température, grande profondeur, de faible latitude et également à des températures d'environnement de faible profondeur ; (2) ciment équant de calcite magnésienne, en présence de coraux (rare) ; (3) ciment de calcite aciculaire magnésienne présent dans les coraux et sédiments silico-calcaires ; (4) ciment d'aragonite aciculaire dans les coraux et sédiments silico-calcaires ; (5) ciment équant de calcite sparitique faiblement magnésienne dans les environnements météoritiques ; (6) ciment de calcite sparitique faiblement magnésienne dans les spéléothèmes et travertins ; (7) aragonite aciculaire dans les spéléothèmes.

- un milieu de haute énergie avec une pétrophysique favorable ;
- une faible sédimentation. Les échanges pores - fluide y sont facilités ;
- une forte production biologique induisant une meilleure stabilisation du substrat et un contrôle biologique de la pression de CO_2 .

Les secteurs où la cimentation est la plus importante et la plus rapide sont les bordures récifales externes, les zones de plages et les hardgrounds.

Dans le domaine marin peu profond, trois zones se distinguent :

1. la zone marine phréatique active où l'activité de cimentation est systématique ;
2. la zone marine phréatique stagnante où peu de mouvements se produisent, en revanche c'est le lieu d'une intense micritisation des grains et d'une cimentation limitée ;
3. la zone marine vadose : la cimentation se fait en contexte souvent aride où l'évaporation d'eau de mer est intense. Les effets de l'activité bactérienne y sont souvent présents (plages, tidal flats).

Les caractéristiques générales des ciments marins peuvent se résumer selon les points suivants (Tucker et al. 1990) :

- ce sont les premières générations de ciments ;
- ils sont communément fibreux (aciculaire ou en colonne) ;
- ils sont pour la plupart organisés en franges isopaques autour des grains ;
- ils peuvent être perforés ou inclure des microfossiles ;
- ils peuvent être associés à des sédiments internes de précipitation précoce (remplissage de coquille) ;
- ils sont suivis par la précipitation de ciment de calcite sparitique ;
- les cristaux sont non ferreux et non luminescents (en cathodoluminescence).

1.1.2.2 L'environnement diagénétique météorique

Cet environnement regroupe trois grands domaines hydrologiques, cf. 1.2 : les domaines vadose, phréatique et les zones de mélange.

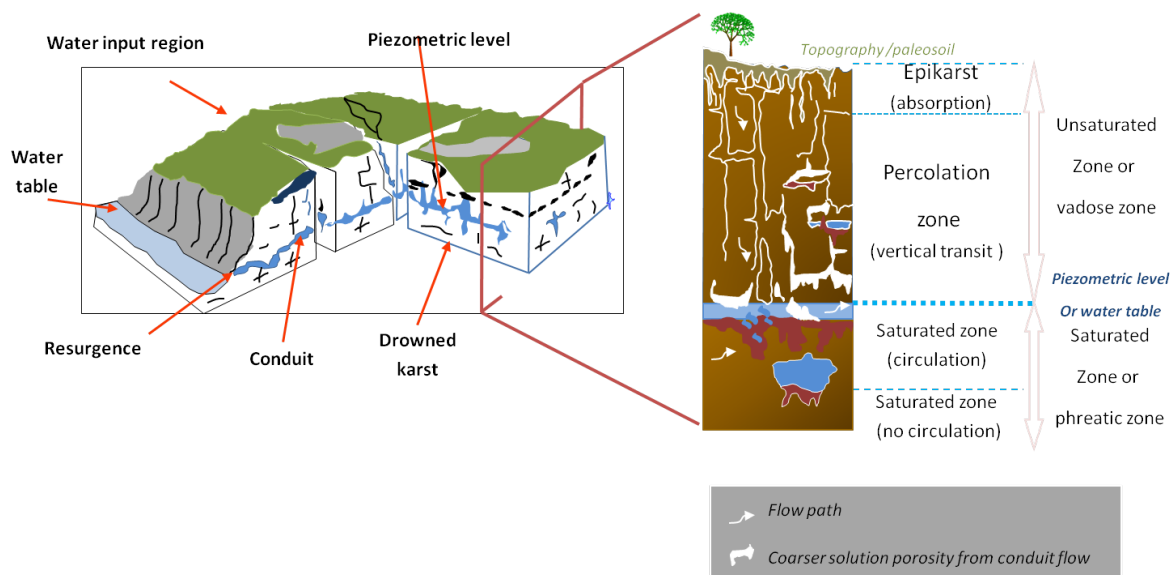


FIGURE 1.2 – Les principales zones caractéristiques de l'environnement diagénétique météorique, d'après Esteban et Klappa (1983) et Tucker et al. (1990).

Le domaine vadose ou domaine insaturé, est défini par une zone supérieure et une zone inférieure. **La zone supérieure**, définie sur quelques dizaines de centimètres sous l'interface air/roche, est le siège de l'infiltration des eaux météoriques les plus agressives. Elle se situe sous la couverture pédologique et est dite épikarstique (figure 1.2). C'est la zone de l'écoulement dite zone libre, à fissures ouvertes et directement régie par la gravité, c'est à dire par la pente du conduit. Elle constitue la zone d'infiltration ou de transfert vertical. Les critères d'identification de tels niveaux sont la présence de nodules, de pisolithes², de structures en tepee (ou teepee)³, de microcodium⁴ et de structures épikarstiques⁵ notamment.

La zone inférieure de la zone vadose se situe sous la zone précédente et s'étend jusqu'au niveau piézométrique. Elle comprend la frange capillaire de l'intervalle de battement de la surface de l'aquifère. Elle est le lieu de nombreuses percolations de fluides commençant à se saturer en calcite.

Quand le sédiment carbonaté n'est pas encore consolidé le fluide percole et se déplace dans un système relativement homogène du réseau poreux. C'est ce que l'on appelle l'*écoulement diffusif ou matriciel*. En revanche, une fois la roche lithifiée, des discontinuités telles que les joints et fractures se développent, l'écoulement du fluide emprunte ces discontinuités, c'est l'*écoulement libre ou de conduits*.

Le domaine phréatique ou domaine saturé, est la zone dans laquelle tous les pores sont remplis de fluide. C'est le domaine des conduites forcées karstiques par lesquelles l'eau

2. Concrétions calcaires de petite taille (quelques millimètres).

3. Soulèvement des couches, typique d'une émergence avec évaporation intense. Autrement dit, augmentation du volume superficiel du sédiment suite à une recristallisation en milieu aérien (dolomitisation par exemple), Assereto et Kendall (1977).

4. Cellules végétales calcifiées.

5. Structures résultantes de phénomènes de dissolution en subsurface.

est acheminée vers l'exutoire. C'est la zone de transfert horizontal dite zone d'écoulement forcé et, directement régie par l'organisation des pressions entre l'aire de mise en charge et l'émergence (Salomon 2006). En contexte continental, cette zone peut être assez profonde et le fluide salin. La majorité des processus diagénétiques se concentrent le long de la surface piézométrique et sur quelques mètres d'épaisseur. Les ciments de cette zone sont répartis de manière homogène sur les grains montrant ainsi la saturation en fluide du sédiment. Enfin, les franges isopaques des cristaux de calcite équants y sont abondantes.

La zone de mélange ou de transition est une zone tampon entre la zone phréatique météorique et la zone marine. Elle correspond au biseau salé dans les systèmes hydrologiques côtiers. Cette zone pourrait être le lieu de formation de grande quantité de dolomite mais cette interprétation est fortement contestée (Hardie 1987, Luczaj 2006).

Les processus diagénétiques météoriques Les trois principaux processus diagénétiques présents sont : la dissolution, la cimentation et le changement minéralogique. Bien que dominant le domaine diagénétique météorique en zone vadose n'est pas uniquement le lieu d'une intense dissolution mais également de cimentation. L'aragonite et la calcite fortement magnésienne sont plus solubles que la calcite faiblement magnésienne en milieu météorique (Tucker et al. 1990). Leur dissolution conduit à la sursaturation en carbonate de calcium et à la précipitation de calcite faiblement magnésienne avec un rapport Mg/Ca faible comme celui des eaux météoriques.

L'association des types de ciments à un environnement particulier doit être affirmée avec précaution. Plusieurs types identiques de ciments peuvent s'être formés dans des environnements diagénétiques différents, par exemple le ciment de type équant sparitique peut précipiter en conditions d'enfouissement profond ou bien encore dans un environnement météorique de sub-surface. Des analyses géochimiques et des observations complémentaires des structures sont alors à utiliser pour mieux identifier les conditions de précipitation.

Pourtant il existe quelques critères (figure 1.3) qui peuvent aider à identifier les ciments météoriques (Flügel 2004) :

- Une calcite généralement faiblement magnésienne. Le fluide a lessivé préférentiellement le magnésium et ainsi convertit un milieu calcitique fortement en faiblement magnésien,
- Dissolution de l'aragonite et précipitation d'un ciment calcitique drusique sparitique,
- Des structures en mosaïque, granulaire ou polyédrique qui cimentent les vides,
- Des ciments syntaxiaux, isopaques dans la zone phréatique et des ciments en ménisque, gravitationnels en zone vadose,
- Des ciments calcitiques sparitiques localisés régulièrement dans la zone phréatique météorique proche des conditions de surface, ou à quelques mètres de profondeur où le fluide devient plus salin,
- Des ciments vadose formés dans des environnements d'eau douce.

1.1.2.3 Les environnements diagénétiques d'enfouissement

Ces derniers sont les moins bien connus car localisés en profondeur avec des pressions - températures élevées et par conséquent difficilement accessibles. Les processus majeurs présents sont principalement la cimentation, la dissolution, la compaction et la dissolution sous contraintes. Les fluides sont de moins en moins mobiles, ils ont une évolution chimique lente par interactions fluide-roche et par mélanges avec des fluides profonds, comme les fluides hydrothermaux.

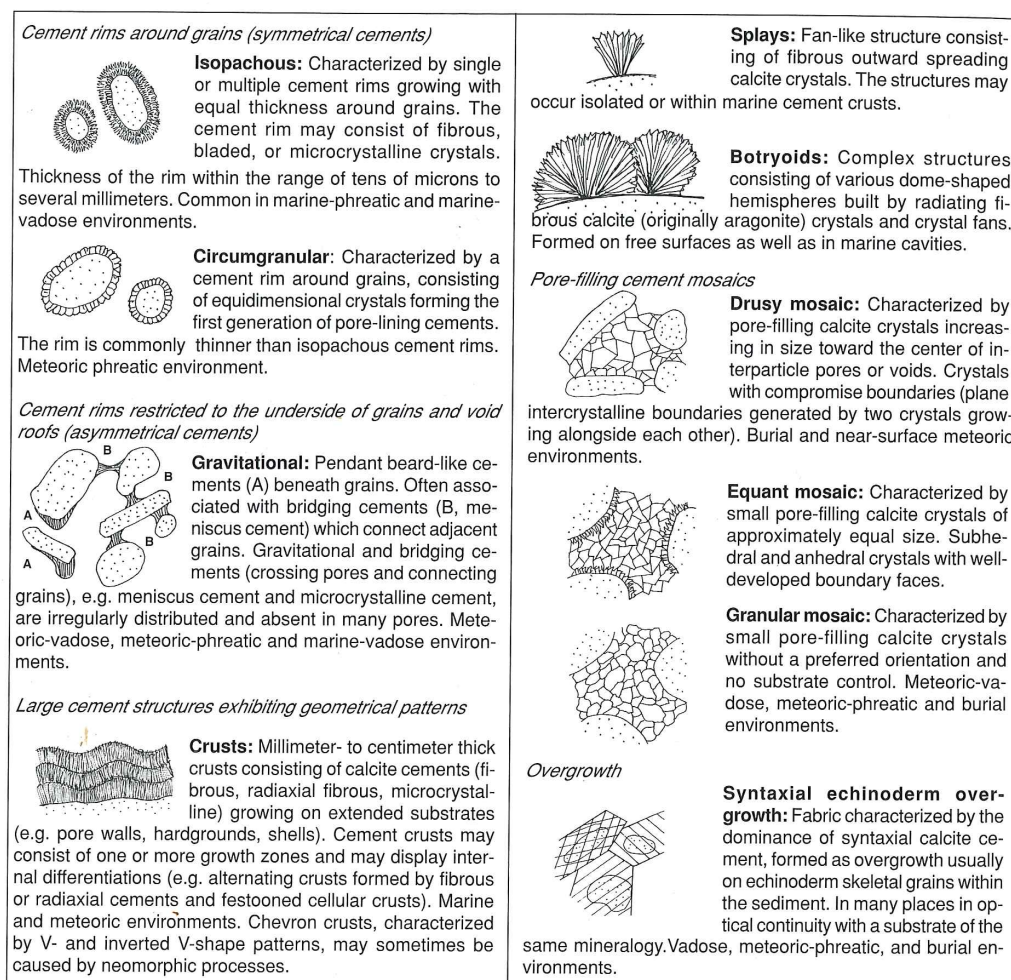


FIGURE 1.3 – Représentation des différents types de ciments (Flügel 2004).

Les ciments qui précipitent en environnement profond sont le plus souvent de type calcite sparitique à cristaux grossiers et clairs. Il existe quelques ciments caractéristiques de ces environnements comme le ciment calcitique de type mosaïque, (Tucker et al. 1990), cf. figure 1.4 : (1) la calcite équante plus commune dans les calcaires (figure 1.4 A), (2) la calcite poikilotopique caractérisée par de large cristaux (figure 1.4 D), (3) la calcite sparitique en mosaïque de type équant caractérisé le plus souvent par une luminescence faible à terne en cathodoluminescence (figure 1.4 F), (4) la calcite sparitique à croissance syntaxiale souvent associés aux grains d'échinodermes (figure 1.4 C).

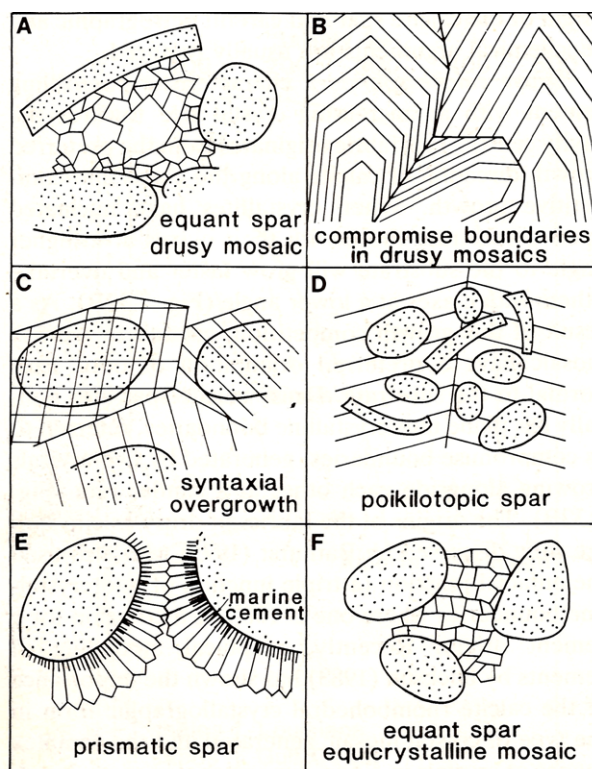


FIGURE 1.4 – Représentation des ciments de calcite sparitique les plus communs en environnement diagénétique profond (Tucker et al. 1990).

1.2 PHÉNOMÈNES DE DOLOMITISATION

Représentant près de 80% des réservoirs en huile et gaz dans les roches carbonatées sur le continent Nord américain et plus de 50% des réservoirs mondiale, la dolomie est un enjeu économique majeur (Zenger et al. 1980). Pourtant sa formation reste encore mal comprise.

Plusieurs études ont tentées d'apporter des réponses quant à son mode de formation. Certaines avancent l'hypothèse d'une association avec les solutions de saumures hypersalines (le reflux actif) ou encore de l'influence de la cinétique de formation de la dolomite massive.

Les solutions dolomitisantes incluent :

- l'eau de mer « normale » (Saller et Koepnick 1990, Carballo et al. 1986, Mazzullo 1992, Holmden 2009, Whitaker et al. 2009) ;
- l'eau de mer modifiée par la réduction de sulfates (Baker et Kastner 1981, Kelts et McKenzie 1982) ;
- l'eau de mer mélangée à l'eau douce (Land 1972, Badiozamani 1973, Cander 1994) ;

- les saumures marines (Behrens et Land 1972, McKenzie 1981, Swennen et al. 2003) ;
- l’eau de mer mélangée avec des saumures hypersalines (Adams et Rhodes 1960, Meyers et al. 1997, Wright et al. 2000) ;
- les solutions dites continentales (Clayton et al. 1968).

1.2.1 Définition et problématique de la dolomie

1.2.1.1 Définition et terminologie

La dolomite idéale et ordonnée, de formule $CaMg(CO_3)_2$, a une structure cristalline formée par une alternance de couches de calcium et de magnésium, séparées par des couches de CO_3 , de type $Ca^{2+} - CO_3^{2-} - Mg^{2+} - CO_3^{2-} - \text{etc}$, cf. figure 1.5. La plupart des dolomites naturelles ont quelques pourcents de calcium (Ca) en plus, correspondant à un déficit en magnésium (Mg).

D’un point de vue terminologie :

- Le terme **dolomite** décrit le minéral : sa texture, sa composition et sa genèse.
- La roche est dite **dolomie** quand la proportion de dolomite est supérieure à 75% (Shrock 1948).
- Le terme **protodolomite** décrit une dolomite peu ordonnée à 55 – 60% Ca (Graf et Goldsmith 1956, Gaines 1977), pour décrire les précurseurs métastables de la dolomite dans la nature. Ce sont des minéraux peu solubles et qui précipitent facilement à des températures de subsurface. Bien qu’utile pour décrire les précurseurs de dolomite dans la nature, ce terme tend à être abandonné (Land 1980a) ou limité aux produits de laboratoire (Gidman 1978).

Un grand nombre d’auteurs adhère au fait que la maturation de la dolomite suit un modèle chimique connu, analogue à la règle d’Ostwald⁶ (Gregg et Sibley 1983, Sibley et al. 1994).

Trois modes de formation de la dolomite sont admis :

- La **dolomitisation** c’est-à-dire le remplacement de $CaCO_3$ en $CaMg(CO_3)_2$. Les réactions diagénétiques impliquées sont le remplacement minéralogique et/ou la dissolution ;
- La **cimentation dolomitique** c’est-à-dire la précipitation de la dolomite à partir de solutions aqueuses dans les espaces poreux (primaires et secondaires).
- Un troisième type appelé *dolomitisation primaire* concerne la précipitation directe de la dolomite à partir de solutions aqueuses formant un dépôt sédimentaire.

Un troisième type appelé *dolomitisation primaire* concerne la précipitation directe de la dolomite à partir de solutions aqueuses formant un dépôt sédimentaire.

Le minéral, la dolomite : nom donné par N.T. de Saussure en 1792, en l’honneur du géologue français Dolomieu, sa composition chimique idéale est stoechiométrique, le calcium et le magnésium étant présents en proportions égales.

La composition de la dolomite est rarement parfaitement stoechiométrique et s’écrit le plus souvent :



6. La règle d’Ostwald : la transformation d’une phase minérale instable en une phase stable (dans les conditions à la surface de la Terre) nécessite une voire plusieurs phases intermédiaires.

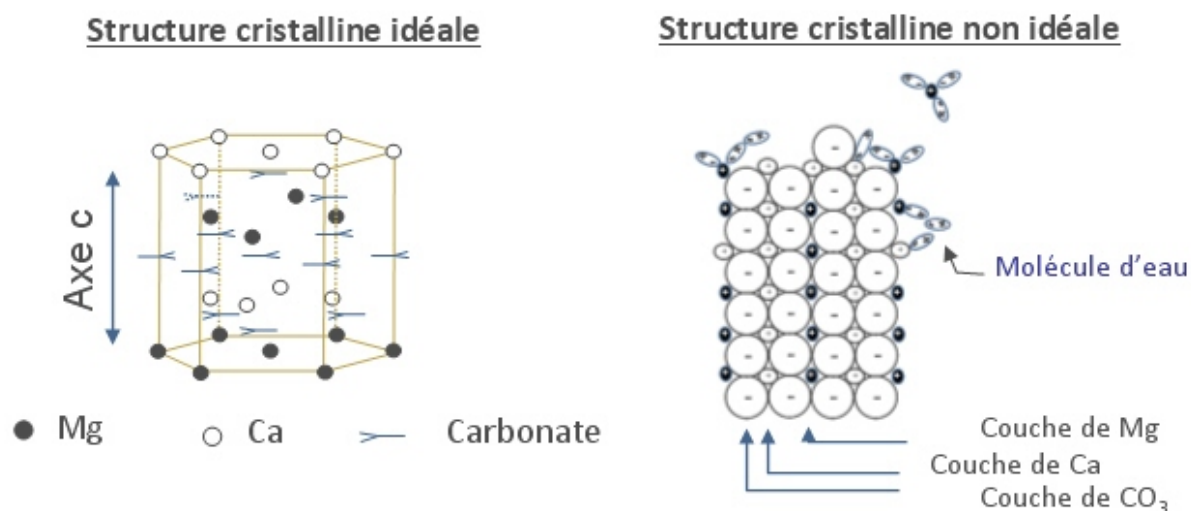


FIGURE 1.5 – Structure cristalline de la dolomite idéale ou stoechiométrique, et non-idéale, modifié d'après Lippman (1973).

La dolomite est un minéral inhabituel, sa formation fait débat depuis plus de deux siècles car bien que très commune dans les anciennes plateformes carbonatées, on ne la retrouve que très rarement dans les sédiments de l'Holocène, c'est le paradoxe de la dolomite. Le manque de compréhension sur sa formation, particulièrement sur les conditions chimiques et hydrologiques, et également les multiples interprétations possibles des résultats géochimiques et des observations pétrographiques illustrent la difficulté de donner une réponse satisfaisante quant à sa formation (Arvidson et Mackenzie 1997, Machel 2004).

Bien que de nombreuses études en laboratoire aient été effectuées (Usdowski 1994, Land 1998, Arvidson et Mackenzie 1997) afin de synthétiser de la dolomite, la cinétique de la cristallisation de la dolomite continue d'être la source de controverse. Sans une médiation bactérienne, il est très difficile de la précipiter en laboratoire à des températures de subsurface ($\sim 25^\circ\text{C}$) ou dans des conditions naturelles actuelles (Warren 2000, Bontognali et al. 2010).

En résumé, les travaux en laboratoire (Land 1980a) ont montré que les dolomites sédimentaires sont métastables. D'autres exemples naturels existent associant notamment la dolomite avec les évaporites. Dans ce cas, la dolomite tendrait à être plus ordonnée et ainsi respecter la stoechiométrie des éléments.

La plupart des dolomites du Phanérozoïque n'ont pas encore atteint leur chimie idéale d'un point de vue stoechiométrique. De plus, la composition de la dolomite des sédiments partiellement dolomitisés est moins proche de la composition stoechiométrique que la dolomite présente dans les roches complètement dolomitisées (Sperber et al. 1984). Il est envisageable que la dolomitisation corresponde à une succession de processus de dissolution - reprécipitation. Ainsi, les analyses géochimiques ont toute leur importance dans l'identification de l'évolution des phases diagénétiques.

Sibley et al. (1994) développent une théorie sur la cinétique de formation de la dolomite, basée sur la règle d'Oswald et appliquée à la stoechiométrie de la dolomite. Leur raisonnement s'appuie sur la précipitation de la dolomite en laboratoire à des températures élevées ($150 - 300^\circ\text{C}$) comme le résultat de trois étapes de formation, cf. figure 1.6 :

- Une phase de nucléation ;

- Une période d'induction⁷ (Kaczmarek et Sibley 2011);
- Une période de remplacement.

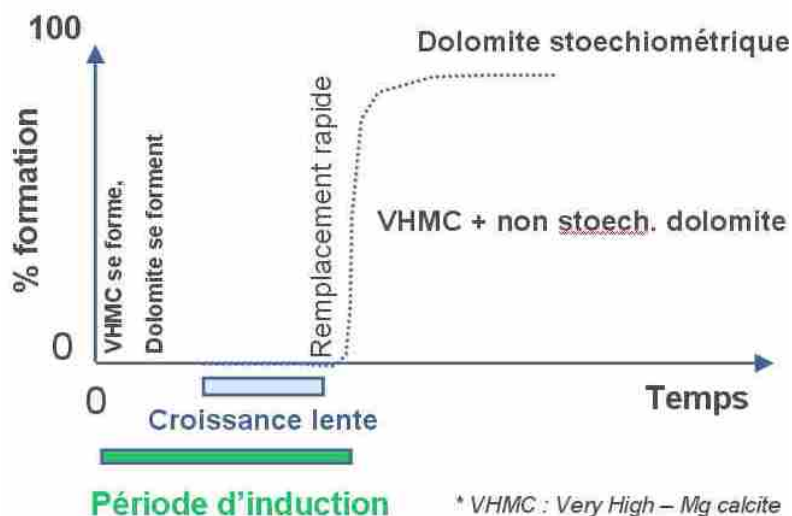


FIGURE 1.6 – Représentation de la cinétique de formation de la dolomite, d'après (Sibley et al. 1994).

Sibley et al. (1994), Gaines (1980) ainsi que Katz et Matthews (1977), ont montré que la dolomite se forme après une période d'induction, durant laquelle les formes intermédiaires ne sont pas détectables, via une première forme VHMC (Very High Mg Calcite avec environ 36% Mg), puis par une seconde forme VHMC de dolomite intermédiaire et enfin une dolomite stoechiométrique. La période d'induction semble être la phase la plus déterminante pour expliquer l'absence de formation de la dolomite dans les environnements carbonatés récents à actuels.

D'après des observations en laboratoire (Sibley et al. 1994), la présence de SO_4 semble ralentir le taux de dolomitisation. Cet effet est discuté plus loin dans ce chapitre.

Les observations et l'identification de la stoechiométrie et du degré d'ordre du minéral ont été utilisées pour identifier trois groupes de dolomites (Lumsden et Chimahusky 1980, Morrow 1982, Lumsden 1988, Kaczmarek et Sibley 2011) :

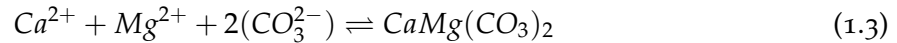
- (1) cristaux de dolomite grossiers, généralement proches des proportions stoechiométriques correspondant à un processus diagénétique tardif,
- (2) fins cristaux de dolomite, associés à des évaporites et proches des proportions stoechiométriques correspondant à un processus diagénétique précoce,
- (3) fins cristaux de dolomite, non associés à des évaporites et souvent riches en Ca correspondant à un processus diagénétique précoce.

Les réactions de dolomitisation La quantité de dolomite formée est déterminée par le contexte diagénétique et dépend de la stoechiométrie de la réaction, de la température et de la composition du fluide dolomitisant. Les sources potentielles sont l'eau de mer, les fluides de subsurface d'origine marine et/ou météorique (Morrow 1982, Land 1985, Machel et Montjoy 1986, Machel et al. 1996). Les conditions de formation de la dolomite sont difficiles à reproduire en laboratoire, aucune expérience n'a encore été capable de précipiter

7. Correspond au temps nécessaire pour que la nucléation et la croissance de la dolomite soient suffisantes pour permettre la détection du minéral

de la dolomite à de faibles températures à partir d'eaux naturelles sans médiation bactérienne.

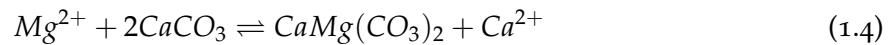
La réaction de dolomitisation peut être représentée par deux équations : Première réaction : **Précipitation directe de la dolomite**, équation 1.3 :



Connaissant l'activité ionique des éléments Ca^{2+} , Mg^{2+} et CO_3^{2-} dans l'eau de mer, l'activité ionique du produit est estimée à $10^{-15.01}$ montrant ainsi que l'eau de mer est sursaturée en dolomite [...] (Lippman 1973).

En effet, l'eau de mer contient 1290 ppm de magnésium et 411 ppm de calcium, soit un rapport massique de 3.14. Par comparaison, ce rapport devient égal à 0.27 en moyenne pour une eau de rivière (Tucker et al. 1990).

Seconde réaction : **La dolomitisation du calcaire (réaction de remplacement)** s'effectue selon l'équation 1.4 :



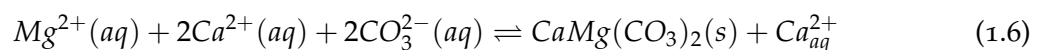
La constante d'équilibre K_{cd} s'écrit :

$$K_{cd} = \frac{[Mg^{2+}]}{[Ca^{2+}]} \quad (1.5)$$

Hsu (1966) estime la valeur de $K_{cd} = 0.67$, signifiant que la réaction va vers la formation de la dolomite ; ainsi si K_{cd} est supérieur à 0.67, le carbonate de calcium est dolomitisé en solution.

L'eau de mer à un rapport molaire $\frac{Mg}{Ca}$ autour de 5.2 (correspondant à un rapport massique de 3.14 comme vu précédemment). Cette valeur prouve que la dolomitisation du carbonate de calcium dans l'eau de mer est bien possible. Pour des raisons cinétiques, une dolomitisation à grande échelle ne s'observe pas. En effet, dans un environnement aqueux, la forte force électrostatique de liaison du magnésium avec l'eau empêche la précipitation de la dolomite, selon Lippmann (1973, 1982).

La **réaction de cimentation** la plus simpliste s'écrit selon l'équation 1.6 (Machel 2004) :



Thermodynamique et contraintes cinétiques. Depuis plus d'un siècle, la formation de la dolomite en laboratoire reste controversée via l'identification complexe de ses inhibiteurs et catalyseurs. D'après Machel (2004) et les connaissances actuelles sur la formation de la dolomite, les quatre principales conditions pour former naturellement de la dolomite sont :

1. Un apport suffisant en ions magnésium et calcium, condition en faveur d'un contexte diagénétique marin et d'enfouissement. L'eau de mer est une source naturelle de fluide riche en magnésium en grande quantité. Le Mg peut également provenir des sels complexes dissous pendant la diagenèse et de la transformation de certaines argiles ;
2. Un système libérant suffisamment longtemps du Mg^{2+} et/ou CO_3^{2-} ;
3. Du carbonate de calcium (calcaire essentiellement) disponible en abondance dans le milieu pour être remplacé par la dolomite ;
4. Des solutions hydrothermales empruntant les réseaux de failles.

Une fois les conditions réunies, les calcaires dolomitisés devraient affleurer en abondance. Suivent ci-dessous des éléments de réponses pour expliquer les lacunes de dolomitisation, souvent liées aux contraintes chimiques (Machel 2004) :

- La formation de paires d'ions (particulièrement l'hydratation), qui entraîne l'inactivité des ions Mg^{2+} et $(CO_3)^{2-}$ en solution ;
- Un écoulement insuffisant ;
- Des calcaires cimentés très peu perméables ;
- Les fluides diagénétiques incapables de former la dolomite à cause d'inhibiteurs cinétiques (environnement inadéquat avec des températures trop faibles, nucléation de la dolomite inhibée, le rapport trop faible $\frac{Mg}{Ca}$ des fluides diagénétiques à faible température...);
- Des conditions initialement favorables à la formation de dolomite qui ne durent pas suffisamment longtemps pour dépasser la période d'induction de la dolomite (à lier aux facteurs cinétiques).

Les facteurs dolomitisants : Effet de la température et de la salinité

En utilisant l'équation 1.4 et avec l'hypothèse que le fluide dolomitisant est l'eau de mer ou s'en rapproche, dolomitiser un mètre cube de calcaire dont la porosité initiale est de 40% à 25°C nécessite 650 m³ de solution (Land 1985), cf. figure 1.7.

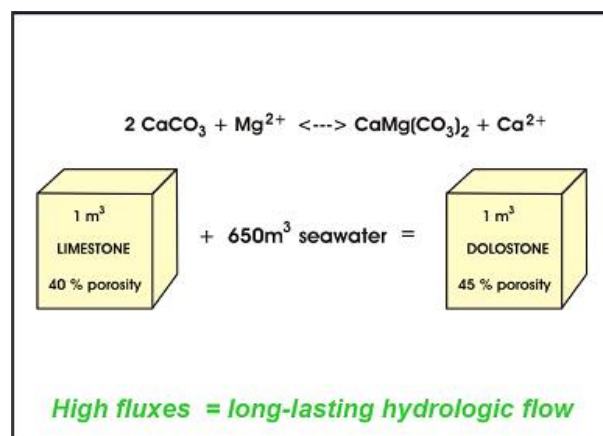


FIGURE 1.7 – Représentation schématique de la quantité d'eau de mer nécessaire pour dolomitiser 1 m³ de calcaire, selon Land (1985).

En diluant l'eau de mer à 10% , dans le cas du mélange eau de mer - eau douce, il faut alors 10 fois plus de solution pour dolomitiser la même quantité de calcaire. *A contrario* seulement 30 m³ de saumures saturées en halite suffisent pour dolomitiser 1 m³ de calcaire.

Ainsi, un rapport $\frac{Mg}{Ca}$ élevé conduit à une dolomitisation complète, d'autant plus si la solution n'est pas diluée. Cela nécessite un mouvement de type advectif pour permettre une dolomitisation étendue et abondante. C'est pourquoi tous les modèles de dolomitisation massive s'appuient sur les modèles hydrogéologiques, (Machel 2004).

De plus, l'augmentation de la température joue un rôle important sur la quantité de magnésium nécessaire pour la dolomitisation; ceci est dû à la constante d'équilibre thermo-dépendante. Plus la température est élevée, plus la dolomitisation est facilitée.

La dolomitisation semble également favorisée par des solutions à forte alcalinité et pH élevé, où l'anion $(\text{CO}_3)^{2-}$ est dominant. Ce dernier a la capacité de déplacer le dipôle des ions magnésium et ainsi lever la barrière d'hydratation sur ces ions. Cette contrainte de précipitation de la dolomite à partir de l'eau de mer peut être supprimée par évaporation, par dilution, par augmentation de la température, ou par diminution du contenu en sulfate.

Les modèles de dolomitisation organogénique, par reflux et par sebkhas s'appuient sur ces raisonnements. La figure 1.8 illustre l'environnement de formation de la dolomite en fonction du rapport massique $\frac{\text{Mg}}{\text{Ca}}$ et de la salinité, d'après Folk et Land (1975).

A faible salinité et à des vitesses de cristallisation lentes, la dolomite peut se former quand le rapport Mg/Ca est égal à un. Plus la salinité augmente, plus la dolomite dite ordonnée a du mal à se former car elle nécessite un rapport Mg/Ca plus élevé. Dans les sebkhas, à cause de l'abondance et la compétition des ions et de la cristallisation rapide, un rapport Mg/Ca de cinq ou dix est nécessaire pour la cristallisation de la dolomite.

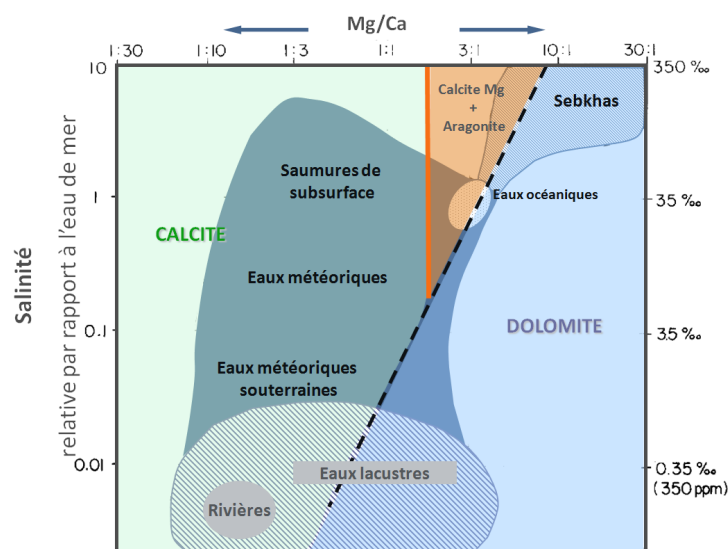


FIGURE 1.8 – Les conditions de précipitation de la calcite, de la dolomite et de l'aragonite en fonction de la salinité et du rapport $\frac{\text{Mg}}{\text{Ca}}$ des eaux naturelles, d'après Folk et Land (1975).

1.2.1.2 La pétrographie de la dolomite

A partir d'analyses en cathodoluminescence (observation des phases successives diagénétiques, des modalités de croissance minérale...) et de fluorescence microscopique, il est alors possible de distinguer plusieurs types de remplacement de la dolomite allant de la texture mimétique à oblitérée, mosaïque ou sucrosique, cf. figure 1.9. La terminologie de base de la description de la dolomite observée en lame mince s'appuie sur la taille du cristal, la relation entre les cristaux, et la distribution uniforme ou non de la taille des cristaux.

La dolomite dite *saddle* ou baroque est une dolomite particulière, communément interprétée comme ayant été formée sous des conditions d'enfouissement profond ou d'hydrothermalisme. Il existe deux types de structure de dolomie : les calcaires avec des cristaux, ou rhomboédres, de dolomite dispersés (*scattered dolomite rhombs*) et des dolomites sucrosiques

en mosaïque.⁸

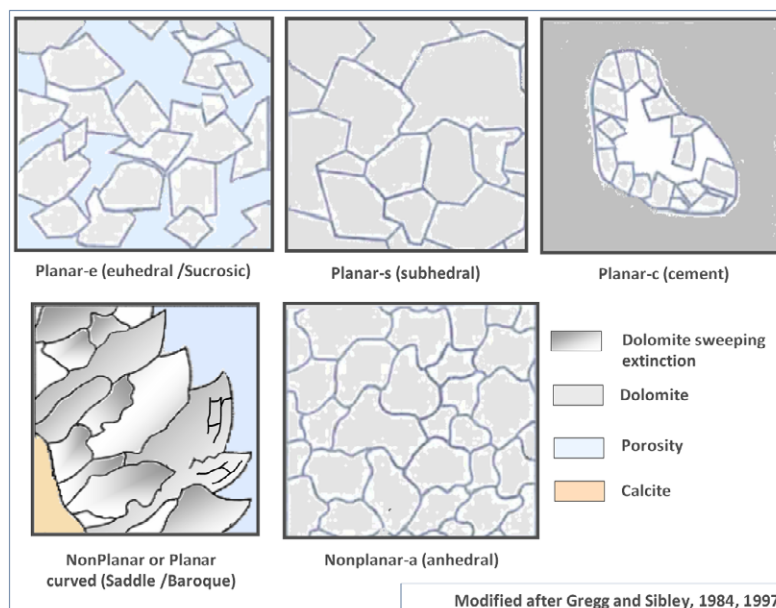


FIGURE 1.9 – Classification simplifiée de la texture de la dolomite.

Les limites des cristaux sont soit planaires, soit non planaires. La dolomite planaire (ou idiopique) est caractérisée par des limites planes et des jonctions franches entre les surfaces cristallines. La dolomite non planaire (ou xénomorphe) montre des limites entre les cristaux courbes ou en dents de scie, nommés 'saddle' en anglais, sans relation avec des plans cristallographiques, (Sibley et Gregg (1987),1997).

À faible température, les dolomites planaires sont dominées par des cristaux à centre encombré, sombre, et à bords clairs. Ces centres dits sombres semblent avoir été présents comme précurseurs, ayant été au départ de la calcite faiblement magnésienne subsistant sous forme d'inclusions. Ainsi, ces centres peuvent être dominés par des vides dus à la dissolution de la calcite magnésienne, $Mg - Calcite$, ou encore par des microcavités remplies de fluide.

La dédolomitisation décrit le remplacement précoce ou tardif de la dolomite par de la calcite.

1.2.1.3 Les réservoirs de dolomie : Caractéristiques pétrophysiques

Beaucoup d'auteurs s'entendent sur le fait que les dolomies sont plus perméables et plus poreuses que les calcaires. Cette affirmation reste à modérer. En effet, d'autres auteurs comme Lucia (1995), rappellent que la dolomitisation tardive ou encore l'*overdolomitisation*⁹ conduit à une réduction significative de la porosité.

Ainsi, comme mentionné en début de chapitre, l'industrie pétrolière a tout intérêt à étudier le potentiel des réservoirs dolomitiques ainsi que l'origine de leur porosité (cf. figure 1.10).

Toutes les dolomies ne font pas de bons réservoirs carbonatés. Selon la structure de dépôt d'origine, la nature et la quantité des fluides dolomitissants à travers les sédiments carbonatés,

8. D'après Sibley, 1982 la dolomite est composée de grains rhomboédriques grossiers, qui ont détruit la texture originelle de la roche et présente une bonne porosité.

9. Cimentation de la dolomie avec remplacement matriciel et réduction de la taille des pores.

la dolomitisation peut détruire, maintenir ou augmenter la porosité relative de la roche ou du sédiment initial.

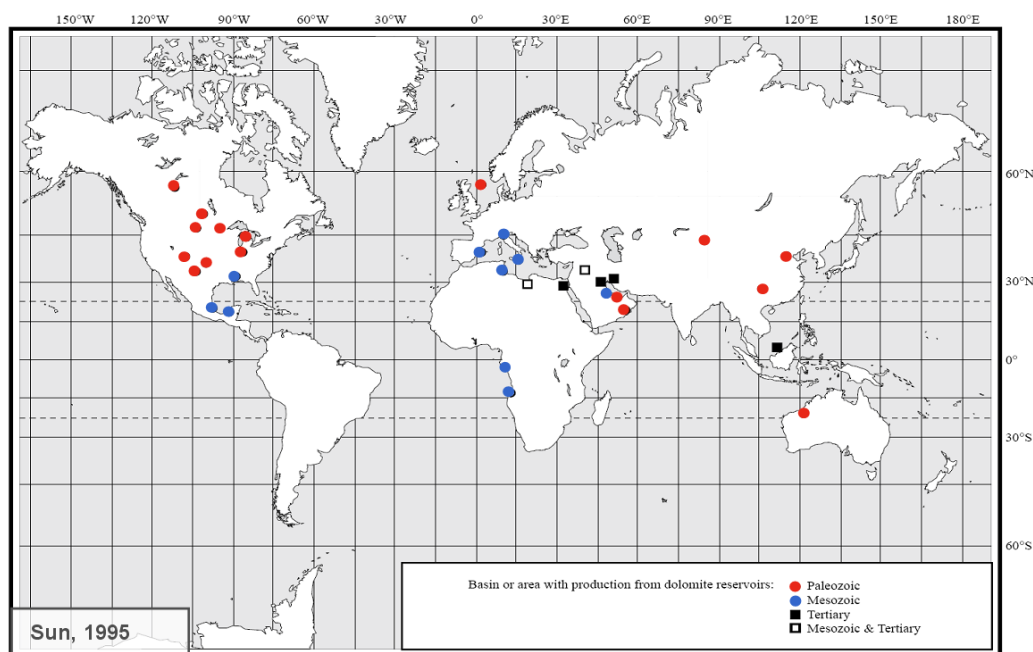


FIGURE 1.10 – Carte montrant les principaux réservoirs dolomitiques subdivisés par âge.

Le rôle de la karstification et des fractures dans le développement des réservoirs diffère entre les dolomies évaporitiques et non évaporitiques. En effet, dans les dolomies évaporitiques, les processus diagénétiques post-dolomitisation améliorent les propriétés du réservoir (Sun 1995).

A partir d'études sur les réservoirs dolomitiques, Sun (1995) estime que la majorité des réservoirs potentiellement producteurs se trouve dans une des quatre situations suivantes :

1. Les carbonates péritidaux, cf. Table 1.1 ;
2. Les carbonates subtidaux associés aux évaporites de lagons / zone de tidal flat, cf. Table 1.2 ;
3. Les carbonates subtidaux associés aux évaporites de bassins, cf. Table 1.3 ;
4. Séquences de carbonates non évaporitiques associées à des discontinuités, cf. Table 1.4.

La porosité et la perméabilité. Il existe un grand nombre de publications traitant du rôle de la dolomitisation dans le développement, la réduction ou la destruction de la porosité (Weyl 1957, Powers et Easterling 1982, Schmoker et Halley 1982, Schmoker et al. 1985, Moore 2001, Landes 1946, Lucia et Major 1994, Choquette et Pray 1970, Purser et al. 1994, Sun 1995, Lucia 2004). Les principaux facteurs contrôlant l'effet de la dolomitisation sur le développement de la porosité sont le taux de dissolution de la roche hôte calcaire, le remplacement et le taux de précipitation des ciments de dolomite (Moore et al. 1988).

La figure 1.11 représente l'évolution de la porosité et de la perméabilité dans les calcaires et dolomies, ainsi que les processus impliqués. Cette figure représente la porosité en fonction de la profondeur des calcaires du Mésozoïque et Cénozoïque et des dolomies du sud de la Floride (données obtenues d'après Schmoker et Halley (1982)). Une fois formée, la dolomite

TABLE 1.1 – Réservoirs dolomitiques en zone péritidale, d'après Sun (1995).

Table 1. Major Productive Basins and Provinces Containing Dolomite Reservoirs of Evaporitic Origin*						
Basin/Province	Formation/Group	Geologic Age	Postdolomitization Modification	Porosity (%)	Permeability (md)	References
Bohai Gulf	Wumishan	Late Precambrian	Karstification & fracturing	5	0.1-10	Zhai and Zha (1982) Horn (1990)
Tarim	Qigebulake	Late Precambrian	Karstification & burial corrosion	2.0-3.0	NA	Yie and Liu (1991)
Tarim	Qilitage	Late Cambrian - Early Ordovician	Karstification & burial corrosion	3.0-6.0	NA	Yie (1991) Hu (1992)
Anadarko	Arbuckle	Late Cambrian - Early Ordovician	Karstification	NA	NA	Gao and Land (1991)
Permian	Ellenburger	Early Ordovician	Karstification	3.5	10.0-50.0	Loucks and Anderson (1985) Kerans (1988)
Canning	Nita	Middle Ordovician	Karstification & fracturing	2.0-18.0	35-3310	Karajas and Kernick (1984) Bentley (1984)
Williston	Interlake	Silurian	Karstification	15	5	Roehl (1985)
N Arabian Platform	Kurrachine	Late Triassic	Fracturing	3.5-6.3	40	Unpublished data source
Po	Dolomia	Late Triassic	Fracturing	3	50	Mattavelli & Margarucci (1992)
N Arabian Platform	Butmah	Early Jurassic	Fracturing	NA	NA	Unpublished data source
Po	Zandobbio	Early Jurassic	Fracturing	3	50	Mattavelli & Margarucci (1992)
Dolomite Reservoirs in Subtidal Carbonate Associated with Evaporitic Tidal Flat/Lagoon						
Williston	Red River	Late Ordovician	NA	11.0-17.8	5.0-11.0	Clement (1985) Ruzyla and Friedman (1985) Fischer et al. (1990) Longman et al. (1992)
N Michigan	Niagara	Silurian	NA	NA	NA	Sears and Lucia (1980)
Permian	Thirtyone	Early-Middle Devonian	NA	6.8-12.6	6.2-11.7	Saller et al. (1991)
Williston	Duperow	Late Devonian	NA	NA	NA	Ehrets and Kissling (1985)
Williston	Birdbear	Late Devonian	NA	NA	NA	Ehrets and Kissling (1985)
SE Alberta	Warbamun	Late Devonian	NA	6	NA	Metherell & Workman (1969)

TABLE 1.2 – *Réservoirs dolomitiques en zone subtidale associés à des évaporites de lagons dans des dolomites de Tidal Flat/Lagon, Sun (1995).*

Subtidal dolomite reservoirs associated with evaporitic tidal flat/lagoonal settings on carbonate platforms—reflux dolomites (after Sun, 1995)

Basin/province	Formation/group	Geologic age	Postdolomitization modification	Porosity (%)	Perm. (md)	Reference
Williston	Red River	Late Ordovician	NA	11.0–17.8	5.0–11.0	Clement, 1985; Ruzla and Friedman, 1985; Fischer et al., 1990; Longman et al., 1992
N Michigan	Niagara	Silurian	NA	NA	NA	Sears and Lucia, 1980
Permian	Thirty-one	Early-Middle Devonian	NA	6.8–12.6	6.2–11.7	Saller et al., 1991
Williston	Duperow	Late Devonian	NA	NA	NA	Ehrets and Kissling, 1985
Williston	Birdbear	Late Devonian	NA	NA	NA	Ehrets and Kissling, 1985
SE Alberta	Warbamun	Late Devonian	NA	6	NA	Metherell and Workman, 1969
Williston	Mission Canyon	Early Carboniferous	NA	14–16	25–30	Lindsay and Kendall, 1985; DeMis, 1992
Fossil	Mission Canyon	Early Carboniferous	NA	6.0–8.0	0.7–1.5	Sieverding and Royse (1990)
Williston	Charles	Early Carboniferous	NA	14	1.0–10.0	Longman and Schnidman, 1985
Paradox	Leadville	Early Carboniferous	Karstification	5.5	22	Miller, 1985
Anadarko	Warsaw	Early Carboniferous	Karstification	15	35	Ebanks, 1991; Johnson and Budd, 1994
Sichuan	NA	Early Carboniferous	Karstification	6.0–12.0	1.1–18.5	Yang, 1986
Paradox	Hermosa	Late Carboniferous	NA	10	15	Peterson, 1992
Permian	San Andres	Late Permian	local karstification (e.g., Yates field)	10.0–12.0	2.2–11	Cowan and Harris, 1986; Chuber and Pusey, 1985; Craig, 1988
Permian	Grayburg	Late Permian	NA	9	2.5	Harris and Walker, 1990
Arabian Platform	Khuff	Late Permian	Fracturing	8.0–25.0	2–120	Alsharhan, 1993; Bos, 1989
N Gulf of Mexico	Smackover	Late Jurassic	NA	16–25	63–245	Feazel, 1985; Petta and Rapp, 1990
SE Mexico	NA	Late Jurassic	Fracturing	3.0–6.0	NA	Peterson, 1983; Santiago and Baro, 1992
E Arabia	Arab-C	Late Jurassic	NA	12.0–25.0	12–100	Wilson, 1985
E Arabia	Arab-D	Late Jurassic	NA	15–26	50–500	Powers, 1962; Wilson, 1985; QGPC, 1991
SE Mexico	NA	Early–Middle Cretaceous	Fracturing	3.0–9.0	NA	Peterson, 1983; Santiago and Baro, 1992
Central Mexico	NA	Middle Cretaceous	Karstification	NA	NA	Wilson, 1975
N Gulf of Mexico	Edwards	Middle Cretaceous	NA	14–21	2–200	Cook, 1979; Fisher and Rodda, 1969
N Iraq	Qamchuqa	Middle Cretaceous	Karstification and fracturing	10.0–30.0	50–250	Unpublished data source
Congo	Sendji	Middle Cretaceous	NA	20–30	700–1000	Baudouy and LeGorjus, 1991; Teisserene and Villemain, 1989
Cuanza (Angola)	Binga	Middle Cretaceous	Fracturing	15	50	Brognon and Verrier, 1966
Gabes-Tripolitana	Zebbag	Middle Cretaceous	NA	10.0–25.0	100–1000	Unpublished data source
Sirte	Lidam	Middle Cretaceous	NA	12	NA	Unpublished data source
Sirte	Sabil	Paleocene	NA	10.0–15.0	NA	Unpublished data source
Sirte	Gir	Eocene	NA	15	NA	Unpublished data source
Arabian Platform	Umm er Rudhuma	Eocene	NA	20–30	NA	Danielli, 1988
Mesopotamian	Asmari	Oligocene–Early Miocene	Fracturing	9.0–14.0	10	Hull and Warman, 1979; McQuillan, 1985
Mesopotamian	Euphrates-Jeribe	Early Miocene	Late corrosion	20–30	10–100	Sun and Esteban, 1994

Table 8
TABLE 1.3 – *Réservoirs dolomitiques associés à des évaporites de Tidal Flat/Lagon, Sun (1995).*

Dolomite reservoirs associated with worldwide evaporites (after Sun, 1995)

Basin/province	Formation	Geologic age	Postdolomitization modification	Porosity (%)	Perm. (md)	Reference
South Oman	Huqf	Late Precambrian–Early Cambrian	NA	6.0–12.0	1.0–100.0	Mattes and Conway, 1990
SE Michigan	Niagara	Silurian	NA	10	7.9	Gill, 1985; Jodry, 1969
Alberta	Keg River	Middle Devonian	Late corrosion	10.1	184	Schmidt et al., 1985
Zechstein	Zechstein	Late Permian	Karstification and late corrosion	5.0–20.0	10–100	Clark, 1980
Gulf of Suez	Rudeis	Middle Miocene	Late corrosion	17–22	50	Sun and Esteban, 1994
Gulf of Suez	Belayim	Middle Miocene	Late corrosion	15–16	32	Sun and Esteban, 1994

North America (Zenger et al., 1980). Significant proportions of the hydrocarbons in the former Soviet Union, northwestern and southern Europe, north and west Africa, the Middle East, and the Far East (Fig. 33; Sun, 1995) are also found in dolomite reservoirs. Once formed, dolomites preserve porosity and permeability much better during burial than limestones (Fig. 31B), which is in part a reflection of their greater ability to resist pressure dissolution (e.g. Amthor et al., 1994).

ume of fluids passing through carbonate sediments, dolomitization can destroy, maintain, or enhance porosity. During the course of exploration or production, geologists need to predict not only where dolomite forms within a stratigraphic or structural framework, but more importantly where it contains and maintains the porosity of reservoir quality (Sun, 1995; Lucia 1999).

In a worldwide study of dolomite reservoirs, Sun (1995) found that the majority of hydrocarbon-pro-

(Fig. 31B), which is in part a reflection of their greater ability to resist pressure dissolution (e.g. Amthor et al., 1994).

Nevertheless, although they generally provide better reservoirs than limestones at depth, not all dolomites are good reservoirs. Depending upon their original depositional fabric and nature and the vol-

1995; Lucia 1999). In a worldwide study of dolomite reservoirs, Sun (1995) found that the majority of hydrocarbon-producing reservoirs occur in four situations: (1) peritidal-dominated carbonate, (2) subtidal carbonate associated with evaporitic tidal flat/lagoon, (3) subtidal carbonate associated with basinwide evaporites, and

TABLE 1.4 – *Réservoirs dolomitiques dans des carbonates non évaporitiques, Sun (1995).*

Basin/province	Formation	Geologic age	Postdolomitization modification	Porosity (%)	Perm. (md)	Reference
Michigan	Trenton and Black River	Middle Ordovician	NA	4	10	Hurley and Budros, 1990
Anadarko	Clarita	Silurian	NA	8	93	Morgan, 1985
Anadarko	Henryhouse	Silurian	NA	7	0.1–30	Morgan, 1985
Alberta	Sulphur Point	Middle Devonian	NA	NA	NA	Qing and Mountjoy, 1994a
Alberta	Slave Point	Late Devonian	NA	NA	NA	Phipps, 1989
Alberta	Swan Hills	Late Devonian	NA	NA	NA	Kaufman et al., 1991
Alberta	Leduc	Late Devonian	NA	7	25	Mountjoy and Amthor, 1994
Alberta	Nisku	Late Devonian	NA	9	340	Machel and Anderson, 1989; Watts et al., 1994
N Alberta	Wabamun	Late Devonian	NA	NA	NA	Mountjoy and Halim-Dihardja, 1991
Canning	Nullara	Late Devonian	NA	NA	NA	McManus and Wallace, 1992; Wallace, 1990
Illinois	St. Genevieve	Early Carboniferous	NA	27	12	Choquette and Steinen, 1980, 1985
Ragusa	Siracusa	Early Jurassic	NA	12.0–16.0	NA	Schramm and Livraga, 1986
Gulf of Valencia	NA	Late Jurassic	NA	7.0–12.0	1.0–2000	Watson, 1982; Esteban, 1988
Central Luconia	NA	Middle–Late Miocene	NA	15–30	10–500	Epting, 1980

préserve mieux la porosité que le calcaire durant l'enfouissement, résultat lié à sa capacité à résister plus facilement à la dissolution sous contrainte (Mountjoy et Amthor 1994, Sun 1995).

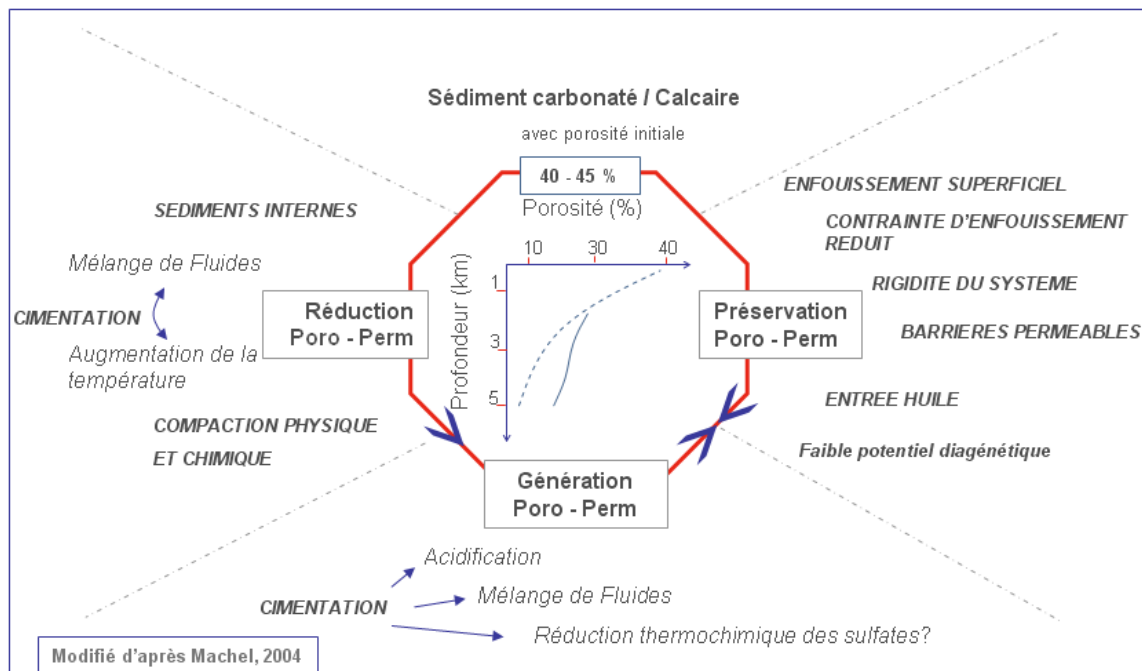


FIGURE 1.11 – *Processus majeurs impliqués dans la génération, la réduction et la préservation de la porosité et de la perméabilité dans les carbonates (modifié d'après Machel (2004)).*

L'évolution de la porosité dans les réservoirs dolomitiques est complexe. Elle résulte de la dissolution syn-dolomitisation et des modifications post-dolomitisation (par exemple associées aux phénomènes de karstification, de fracturation, Sun (1995)). L'évolution de la porosité syn-dolomitisation est contrôlée par l'équilibre entre le taux de dissolution de la calcite ou de l'aragonite et le taux de croissance de la dolomite.

TABLE 1.5 – Origine du carbone et données isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$, d'après Tucker et al. (1990).

	Origin from fermentation of organic matter (methanogenesis...)	Marine	C of CO_3^{2-} : origin from organic matter
$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	> + 15	0 to +4	- 20 to - 30

1.2.1.4 La géochimie de la dolomite

Les isotopes stables. Les isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$), de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du strontium ($\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$) sont utilisés pour comprendre l'origine de la dolomite et sa diagenèse.

Les données **isotopiques du carbone** de la dolomite permettent d'accéder à l'origine du carbone des sédiments précurseurs (Land 1980b). La valeur du $\delta^{13}\text{C}$ de la dolomite est fortement influencée par les précurseurs CaCO_3 , par le type de végétation, et par la maturation de la matière organique lors de l'enfouissement, cf. Table 1.5.

Les données **isotopiques de l'oxygène** de la dolomite permettent d'obtenir des informations sur la nature des fluides dolomitants (eau de mer, mélange eau douce - eau de mer...) et sur la température du fluide présent durant la cristallisation du carbonate, cf. figure 1.12. Les isotopes de l'oxygène et du carbone sont la plupart du temps interprétés à l'aide de diagrammes croisés. Ils fournissent des informations complémentaires.

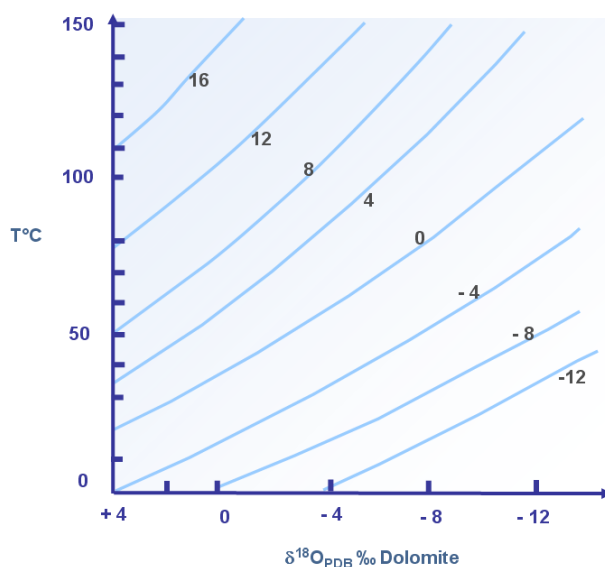


FIGURE 1.12 – Diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomite}}$ vs température pour différents rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ calculés à partir de l'équation :

$$10^3 \ln \delta_{\text{dolomite/water}} = 3.2 \times 10^6 T^2 - 3.3, \text{ modifié d'après Land (1985).}$$

La fraction radiogénique (^{87}Sr) dans les minéraux carbonatés est indépendante de la température, de la pression et des processus microbiens et reflète seulement la nature du strontium en solution ou dans le fluide à l'origine de ces minéraux. Les rapports isotopiques du strontium renseignent sur l'évolution de la composition de l'eau de mer et des sédiments marins. Ces données sont également utilisées pour la datation stratigraphique (Land et al. (1975), Vahrenkamp et Swart (1994); Burke et al. (1982)) et la compréhension des processus d'interaction fluide - roche.

TABLE 1.6 – Tableau de quelques valeurs de la teneur en strontium d'après *Rodgers et al. (1982), Kyser et al. (1998), Vahrenkamp et Swart (1994).

	Holocène dolomite	Modern dolomite associated with mixing zones
Sr (ppm)	150-200 *	Variable and near of 200

Les inclusions fluides. La température d'homogénéisation des inclusions fluides (IF) est un bon outil pour déterminer la température de formation des dolomites (et autres minéraux présents) mais également pour élucider l'histoire thermique des fluides minéralisants. De plus, les ciments de dolomite de type *saddle* renferment une mine d'informations car ils sont souvent dotés de vacuoles de dissolution correspondant à des phases diagénétiques tardives et qui ont gardé les fluides prisonniers.

Les éléments traces. La direction des fluides peut être également déterminée en utilisant les éléments traces.

1. **Le Strontium.** La concentration du strontium permet d'obtenir des informations sur la nature des fluides responsables de la dolomitisation (Land 1980b, Burke et al. 1982, Machel et Montjoy 1986, Banner 1995, Budd 1997). Les dolomites formées à partir de fluides où le rapport $\frac{Sr}{Ca}$ est proche de celui de l'eau de mer ont une concentration d'environ 150 ppm, cf. Table 1.6.

Déterminer la quantité de strontium contenu dans la dolomite peut permettre parfois de préciser le moment de la dolomitisation. Une dolomitisation précoce dans des carbonates marins tend à former des dolomites riches en strontium tandis qu'une dolomitisation tardive dans des carbonates marins plus stables (de type Low Mg-calcite ou LMC) tend à former des dolomites appauvries en strontium (Banner 1995).

2. **Le Fer et le Manganèse.** Ces éléments ont tendance à être plus présents durant les derniers épisodes diagénétiques de précipitation des carbonates pour deux raisons :
 - (1) le fer et le manganèse sont présents en très faible quantité dans l'eau de mer mais peuvent être présents significativement dans les fluides interstitiels.
 - (2) Les coefficients de distribution du fer et du manganèse dans la dolomite sont élevés avec comme conséquence une intégration dans la structure cristalline de la dolomite, facilitée par rapport à la calcite durant la diagenèse (Tucker et al. 1990).

Ce sont également des indicateurs de conditions réductrices de fluides enfouis (Warren 2000), ou encore d'une exposition aérienne des surfaces de dépôt. De fortes valeurs de fer, supérieures à 1000 ppm, semblent indiquer une origine de dolomite d'enfouissement, souvent associée à une texture de type saddle dolomite (Tucker et al. 1990, Cantrell et al. 2004).
3. **Le Sodium.** C'est le cation le plus abondant dans l'eau de mer (10 565 ppm, Pytkowicz, 1983). Il est un bon indicateur de la paléosalinité (Weber 1964) et peut être utilisé en complément des autres analyses sur la nature du fluide dolomitisant, cf. Table 1.7. Il peut être présent dans les inclusions solides (NaCl), mais peut également remplacer le

TABLE 1.7 – Tableau de valeurs du Sodium selon la nature des fluides, d'après Land et Hoops (1973), **Rodgers et al. (1982) et ***Warren (2000).

	Dolomite marine moderne	Dolomite de Mixing zone (?)	Dolomite ancienne
Na (ppm)	1000 – 3000 *	500 – 800 **	qlq 100 ***

calcium et/ou le magnésium (Land et Hoops 1973).

Les dolomites formées précocement ont tendance à contenir plus de sodium que les plus tardives (Gardner 1970, Land 1980b). De plus, les dolomites d'enfouissement tardif ont typiquement des teneurs faibles en sodium, de l'ordre de quelques centaines de ppm (Friedman 1995, Nielson et al. 1998).

Les Sulfates. Le rôle des sulfates comme inhibiteurs cinétiques de la formation de la dolomite n'est pas consensuellement défini. Baker et Kastner (1981), suite à leurs expériences à des températures élevées, extrapolent à basse température et affirment que la précipitation de la dolomite est inhibée en présence de sulfate dissout. Pour d'autres auteurs, Morrow et Ricketts (1988f), Morrow et Abercrombie (1994), le taux de dolomitisation n'est pas influencé par la présence de sulfates dissous à des températures inférieures à 80°C, alors qu'à des températures élevées (100° – 200°C), la formation de dolomite est limitée.

Hardie (1987) met en doute l'affirmation de Baker et Kastner (1981), et ce pour deux raisons :

1. La dolomitisation peut se produire dans des environnements sédimentaires présentant des concentrations élevées en sulfates ;
2. Dans le modèle de médiation bactérienne, la dolomitisation serait liée, non pas à l'absence d'action des sulfates mais à un enrichissement en HCO_3^- et donc à une augmentation de l'alcalinité et du pH.

Après toutes ces considérations, le rôle des sulfates comme inhibiteurs de la dolomitisation ne fait pas encore l'unanimité. *A priori*, les faibles concentrations de sulfate et la réduction des sulfates par les bactéries comme facteurs augmentant le taux de formation de la dolomite restent injustifiés.

En revanche, les notions qui suivent semblent faire l'unanimité :

- (a) Le gypse et l'anhydrite semblent être des produits habituels de la dolomitisation par l'eau de mer, sans que ce soit systématique ;
- (b) Des exemples anciens ont montré que la dolomitisation peut se faire dans des eaux hypersalines à mésosalines ¹⁰ ;
- (c) De nombreux environnements évaporitiques récents riches en sulfates dissouts forment de la dolomite (Friedman, 1980 ; Brady et al. (1996)).

10. Eau d'évaporation à forte salinité et saturation en gypse et par conséquent contient une importante quantité de sulfates dissouts

1.2.2 La dolomitisation par reflux

1.2.2.1 Principe

La dolomitisation par reflux est un processus de circulation de fluide localisé dans des environnements hypersalins de plateformes, c'est à dire dont la salinité du fluide est fortement supérieure à celle de l'eau de mer. Le plus souvent, ce phénomène se retrouve à des latitudes inférieures à 30° . Ce mode de formation est décrit pour la première fois en 1960 par Adams et Rhodes avec l'étude de lits dolomitiques dans les bassins du Permien à l'Ouest du Texas. Ils montrent le lien étroit entre la stratigraphie et les lits évaporitiques. D'après ces derniers, la dolomite de reflux est générée, dans des lagons évaporitiques ou des bassins barrés, là où les saumures s'infiltrent à travers le calcaire et ainsi le dolomitise.

La circulation par reflux s'explique par une différence de densité des fluides contrôlée par des variations de salinité. Cette dernière est elle-même contrôlée par la surface d'évaporation. On assiste alors à une formation de saumures denses localisée à l'amont de la plateforme suite à la restriction de l'apport en eau de mer et à son évaporation ; les saumures deviennent alors des fluides potentiellement dolomitants, cf. figure 1.13.

L'absence d'évaporites n'exclut par le reflux, car il est présent également dans des conditions mésohalines, c'est-à-dire un environnement où la salinité est intermédiaire entre celle de l'eau douce et celle de l'eau de mer ($35 - 36 \text{ g.l}^{-1}$) et la saturation en gypse (120 g.l^{-1}), Whitaker et Smart (1993), Melim et Scholle (2002). Le reflux hypersalin est capable de générer une dolomitisation massive et étendue (Jones et Rostron 2000, Purser et al. 2009).

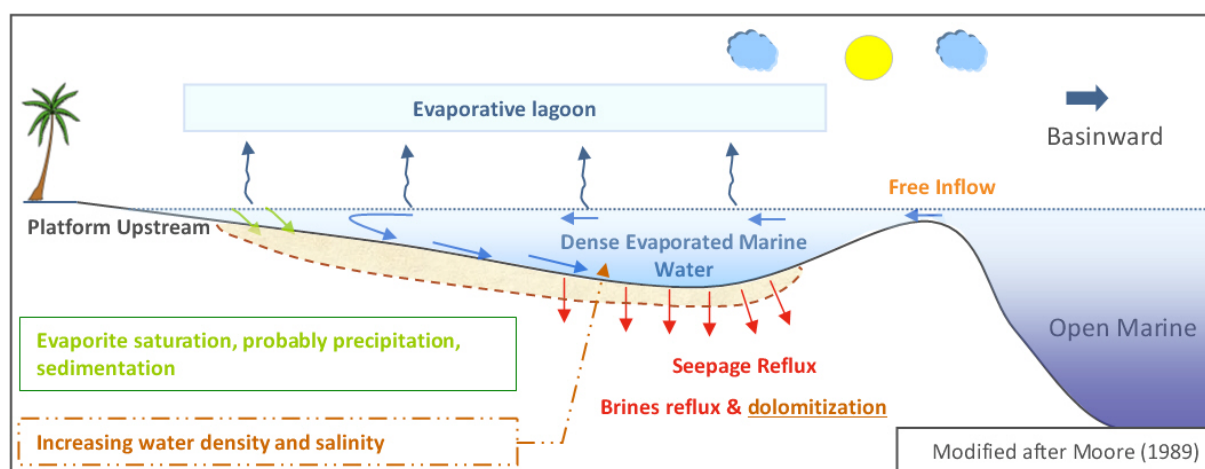


FIGURE 1.13 – Modèle de reflux simplifié, échelle verticale volontairement exagérée.

1.2.2.2 Informations pétrographiques et géochimiques.

Il existe plusieurs exemples où le modèle de reflux est supposé être le mécanisme dominant responsable de dolomitisation, tels que les carbonates Permien du ouest Texan et du Nouveau Mexique (Adams et Rhodes 1960, Melim et Scholle 2002) ou encore les carbonates du Jurassique (péritidal) de Gibraltar (Qing et al. 2001). Ces dolomites ont une taille de grain fine à moyenne (matrice) et pourvue d'une structure le plus souvent préservée. De plus, ils sont souvent associés à des couches de gypse et d'anhydrite (existant aussi sous forme de nodules) supposées cogenétiques.

Le plus souvent, les valeurs isotopiques enrichies en oxygène sont interprétées comme indiquant une dolomitisation à partir d'eaux à forte salinité (Lloyd 1966). Cependant, dans ce cas il n'y a pas de relation simple entre la composition isotopique et la salinité. En effet, l'interaction entre l'atmosphère et l'eau souterraine peut décroître le degré d'enrichissement isotopique et rendre difficile toute interprétation.

Bien que les valeurs isotopiques en carbone soient positives, il est difficile de fonder une interprétation de dolomitisation par reflux sur ce seul résultat.

1.2.2.3 Modèles numériques :

Les modèles numériques développés par Simms (1984) et Kaufman (1994) ont montré le bien-fondé du reflux mésohalin et sa capacité à former la dolomite. Les récents modèles (2D) (Jones et Rostron 2000, Jones et al. 2003, Jones et Xiao 2005, Machel 2004, Whitaker et al. 2004) ont renforcé la validité du modèle et ont élargi son application en déterminant des limites sur l'étendue du reflux de dolomitisation et la quantité de dolomite formée.

Jones et Rostron (2000) et Jones et al. (2002, 2003, 2004, 2005) ont modélisé le reflux évaporitique associé à la dolomitisation dans des carbonates de plateforme de plusieurs centaines de kilomètres de largeur et d'environ trois kilomètres d'épaisseur. Les figures 1.14 et 1.15 présentent les conditions aux limites fixées et les résultats des simulations par Jones et al. (2002) d'une dolomitisation par reflux avec la distribution des lignes de courant et le contour de la salinité à l'intérieur de la plateforme. Les résultats montrent qu'en 500 000 ans la dolomitisation est installée.

De plus, les auteurs décrivent un type d'écoulement jusqu'alors inconnu qu'ils nomment **le reflux latent**. Dans leur modèle, ce dernier prend place lors de l'arrêt de formation de saumures suite à l'inondation de la plateforme. Ce reflux est conduit par une différence de densité (supérieure à celle générée plus tôt) en subsurface des saumures, qui continuent à s'infiltrer et à se disperser latéralement. Ce reflux latent a le potentiel pour former de la dolomite, bien qu'en quantité plus faible.

Enfin, qu'il soit actif ou latent, le reflux des saumures est localisé sur ou à proximité de la marge de plateforme (Machel et al., 1996b, 2002; Jones et Rostron 2000; Jones et al., 2002, 2003, 2004), confinant ainsi la dolomitisation.

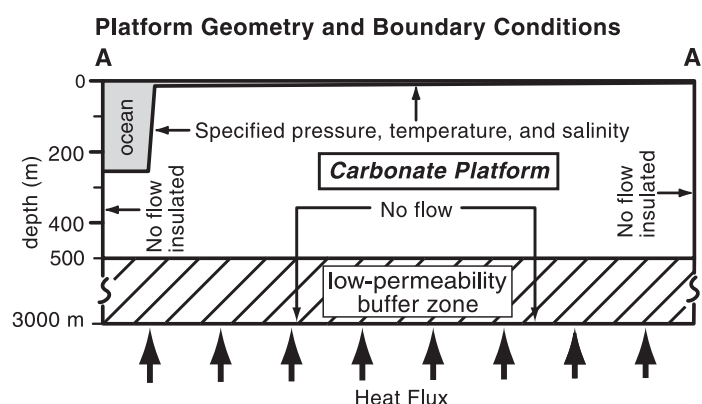


FIGURE 1.14 – Présentation des conditions limites de simulation sur un schéma simplifié de la plateforme carbonatée, vertical scale and low permeability buffer zone.

present-day and ancient
Ginsburg, 1966; Purser, 1966; contrasts in salinity that
instability.

During stage 2, a transgressive platform was drowned and stage 3 was deposited (Table 1). The brine is specified as seawater (300‰) to test the effect of possible platform process of brine flushing in a brine reflux. The rare oolitic fabrics before the Cretaceous (Huebscher, 1996; Machel, 1996) suggests that the effect of marine brines in the Grosmont platform Devonian was minor and/or absent.

The time available for dolomitization must have

2 and increases in abundance in the upper Grosmont 3a and 3b. In areas where anhydrite is absent, abundant collapse breccias and abrupt stratigraphic thinning are indicative of evaporite dissolution (Cutler,

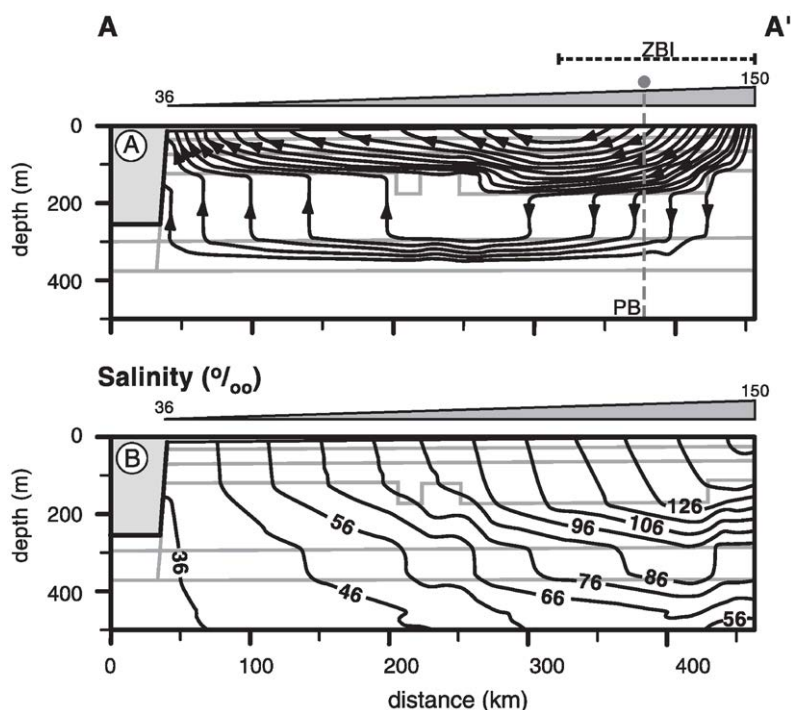


FIGURE 1.15 – Résultat de la simulation de reflux sur plateforme carbonatée.

(A) Lignes de courant du fluide,

(B) Distribution de la salinité (g.l^{-1}) après 500 000 ans. L'essentiel de l'écoulement se fait à la limite de la plateforme fortement perméable, d'après Jones et al. (2002).

1.2.2.4 Cas particulier du modèle de reflux : Modèle de Sebkha

Ce modèle de sebkha est similaire au modèle de reflux par l'hydrologie et l'hydrochimie mais diffère sur plusieurs aspects, cf. figure 1.16. Une sebkha désigne une dépression à forte salinité, plus ou moins distante et distincte du milieu marin (en milieu intertidal à supratidal), localisée dans des régions arides et épisodiquement inondée. Les sebkhas de Trucial Coast d'Abu Dhabi sont un lieu de dolomitisation actuelle. En effet, la formation de ces surfaces dolomitiques est rythmée par des cycles hydrologiques et hydrochimiques associés à des épisodes d'inondation (Muller et al. 1990).

L'efficacité de ce modèle est variable et affectée par les phases de transgression et de régression (Mutti et Simo 1994). Ces derniers affirment qu'une source secondaire de magnésium intervient en supplément de l'apport marin, à savoir le mouvement de marée ou *tidal pumping*.

D'un point de vue pétrographique, la dolomite de sebkha constitue le ciment et remplace l'aragonite. En revanche, la lithification se fait partiellement ou pas du tout. La dolomitisation des sédiments se limite à quelques mètres de profondeur et est maximale dans les zones réductrices des eaux interstitielles. Dans ce contexte, la dolomitisation de sebkha est à relier au modèle de dolomitisation organo-bactérien (Bontognali et al. 2010).

Plutôt que de former des roches réservoirs, les dolomies de sebkhas sont généralement des barrières imperméables sus-jacentes aux réservoirs d'hydrocarbures (Harrid et Walker 1990, Major et Holtz 1997, Machel et Longacre 2000).

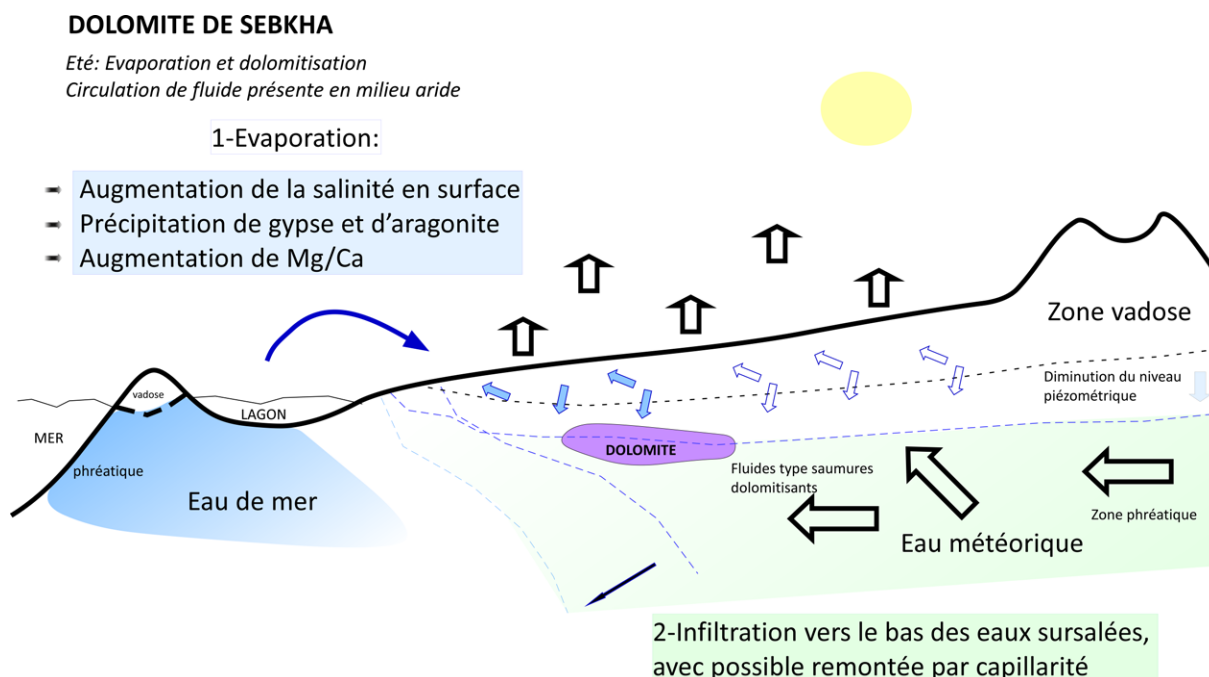


FIGURE 1.16 – Modèle de sebkha simplifié (échelle verticale exagérée).

1.2.3 Dolomitisation organogénique et activité bactérienne

1.2.3.1 Principe

L'implication de la **diagenèse organique**¹¹ comme processus conduisant à la sédimentation des carbonates et la précipitation de la dolomite syngénétique ou très tôt après le dépôt, prend de l'ampleur à la fin du XX^e siècle bien que déjà évoquée au milieu du XX^{me} avec Neher, 1959.

D'après les observations et études en laboratoire, le métabolisme bactérien permet d'amorcer la précipitation de la dolomite en favorisant les conditions cinétiques. Selon ce modèle, la dolomite se forme à des profondeurs de quelques centimètres à une centaine de mètres sous l'influence de bactéries dites sulfato-réductrices et/ou de la méthanogenèse (Spadafora et al. 2010). Ce processus est souvent marqué par des valeurs de l'isotope $\delta^{13}\text{C}$ très négatives. Les sources supposées de magnésium sont principalement liées au processus de diffusion de l'eau de mer provenant des couches sus-jacentes. Le magnésium peut être également libéré par la dissolution de calcites magnésiennes et des minéraux argileux.

Les expériences en laboratoire montrent que les bactéries sulfato-réductrices (BSR) en association avec la dégradation de la matière organique peuvent influencer la précipitation de la dolomite dans des conditions de faibles températures (25-35°C) et en milieu anoxique, Warthmann et al. (2000).

Les travaux de Vasconcelos et McKenzie (1997) sur le Lagon Vermelha, localisé au Brésil en milieu hypersalin, apportent un premier élément de réponse. Ce qui suit est le modèle de dolomitisation impliquant l'activité bactérienne dans la nucléation de la dolomite, cf. figure 1.17.

11. activité bactérienne et méthanogenèse

1.2.3.2 Principe du modèle de formation de dolomie par médiation bactérienne

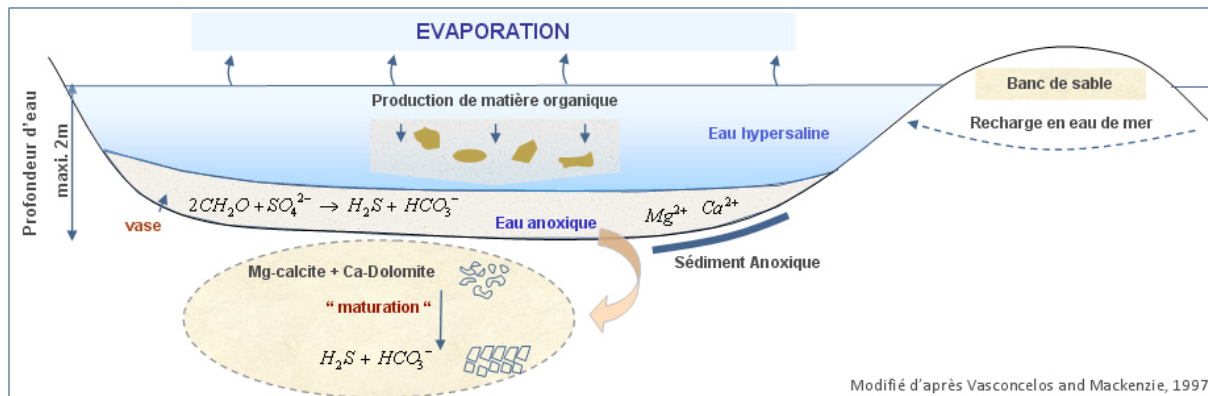


FIGURE 1.17 – Schéma du processus de dolomitisation par activité de bactéries sulfato réductrices (BSR), d'après Vasconcelos et McKenzie (1997).

Les bactéries BSR métabolisent les ions sulfates conduisant à la dissociation de la paire d'ions $MgSO_4$ et à la formation d'ions carbonatés. De plus, le métabolisme bactérien modifie l'environnement proche des cellules (augmentation du pH avec la présence de HCO_3^-) favorisant la précipitation de la dolomite. Après une période de maturation et d'enfouissement, la dolomite calcitique, Ca-Dolomite, initialement formée devient de la dolomite en proportion stoechiométrique reconnaissable et plus ordonnée. Ce modèle nécessite un approvisionnement continu en $MgSO_4^{2-}$ afin de maintenir une activité bactérienne.

1.2.3.3 Discussion du modèle

Il reste encore des incertitudes sur le rôle des facteurs impliqués dans la levée des barrières cinétiques de formation de la dolomite tels que :

- La réduction des sulfates : certains auteurs affirment que la présence de sulfate agit comme inhibiteur (Baker et Kastner 1981, Wright et Wacey 2005), d'autres au contraire mettent en évidence la formation de dolomite favorisée en présence de sulfate notamment en milieu évaporitique (Land 1985, Hardie 1987). Hardie (1987) suggère que la précipitation de la dolomite est liée à l'augmentation de l'alcalinité (HCO_3^-) et rejette l'hypothèse que le sulfate dissout agisse comme inhibiteur.
- L'hydratation du magnésium et du calcium : les ions magnésium s'hydratent plus facilement dans l'eau de mer que les ions calcium, par conséquent des quantités plus faibles de Mg^{2+} sont disponibles pour la réaction de dolomitisation.
- L'alcalinité et le pH : l'augmentation significative du pH et la création d'un environnement alcalin par l'activité bactérienne par la production d'ammoniac NH_3 sont des arguments avancés expliquant pour la précipitation de la dolomite.

Plusieurs pistes sont à l'étude pour approfondir le ou les mécanismes de la diagenèse organique telles que :

- Des polymères extracellulaires (EPS) sécrétés par l'activité bactérienne dans la nucléation et la croissance du minéral (Bontognali et al. 2008);

- L'approche biogéochimique expliquant une possible connexion entre les cycles géochimiques du Phanérozoïque et la formation de la dolomie (Burns et al. 2000).

Enfin, l'étude de l'activité bactérienne n'a pas encore révélé toutes les clés pour une compréhension du processus de dolomitisation. En effet, de nombreuses questions subsistent concernant le ou les mécanismes de formation de la dolomite :

- sur l'étape de maturation de la dolomite dans le modèle de Vasconcelos et Mckenzie (1997);
- sur l'implication des EPS dans l'induction de la nucléation de la dolomite ;
- sur l'influence des cycles géochimiques combinés à l'activité bactérienne dans la formation massive de la dolomite,
- sur la présence des sulfates comme inhibiteur ou catalyseur.

Les quantités de dolomite formées par la diagenèse organique, sont relativement faibles du fait notamment des limites de formation. En revanche, combinée à la dolomitisation d'enfouissement, la dolomite dite bactérienne ou organogénique semble être un bon précurseur dans des conditions peu favorables.

1.2.4 Dolomitisation dans un environnement hyposalin et modèle de 'Mixing Zone'

1.2.4.1 Description et Principe

Avec l'étude des carbonates du Tertiaire en Floride, Hanshaw et al. (1971) proposent un nouveau mécanisme : la dolomitisation par une eau légèrement salée résultant d'un mélange eau douce – eau de mer. Par définition, les environnements hyposalins sont ceux dont la salinité est en dessous des valeurs de l'eau de mer ($35 - 36 \text{ g.l}^{-1}$). Ces environnements incluent les zones de mélange eau de mer – eau douce des zones côtières et à l'intérieur des terres, les rivières, les lacs, les grottes, les marécages.

Ce concept a été étendu comme modèle à part entière avec Badiozamani (1973), qui évoque la dolomitisation massive dans les zones de mélange. Son raisonnement s'appuie sur des calculs thermodynamiques de l'état de saturation de la dolomite et de la calcite. En fonction de la proportion de l'eau de mer, les eaux de mélange sont super saturées en dolomite et sous-saturées en calcite. Il met ainsi en évidence une fenêtre de dolomitisation nommée la "Dorag Zone", cf. figure 1.18.

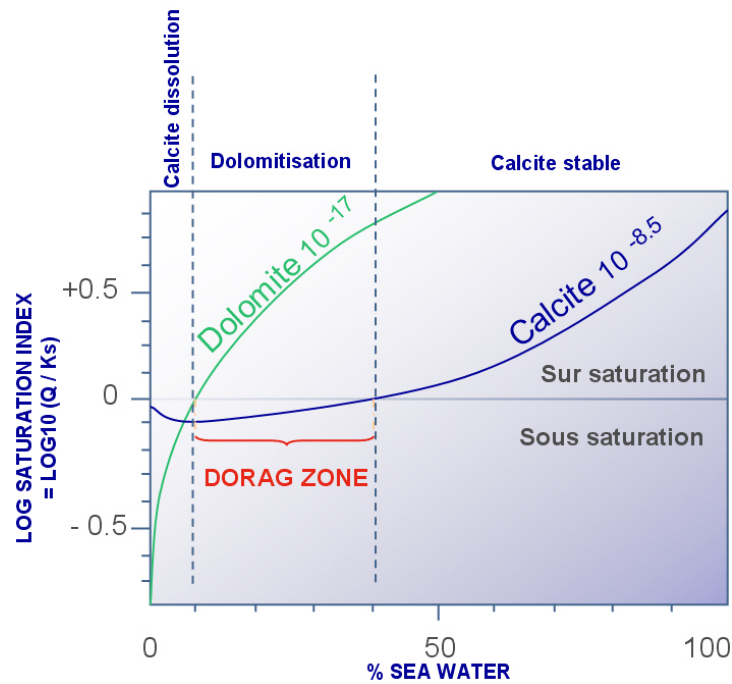
Le processus diagénétique dominant typique dans ces zones de mélange est la dissolution du carbonate de calcium, le plus souvent localisée dans les grottes et cavités (Smith et Simon (1991), Whitaker et al. (2004)). Ces zones peuvent s'étendre jusqu'à une centaine de mètres en épaisseur.

Les eaux circulent relativement rapidement à travers les roches en réponse à des fluctuations eustatiques du niveau de la mer et de la subsidence, cf. figure 1.19.

1.2.4.2 Controverse - Limite du modèle

Depuis la fin des années 80, le modèle de mixing zone est de plus en plus controversé et discuté (Hardie 1987, Smart et al. 1988, Machel et Montjoy 1990, Melim et al. 2004).

Hardie (1987) montre qu'en calculant les constantes de solubilité des dolomites désordonnées et non ordonnées, la fenêtre de dolomitisation du modèle de Badiozamani s'en trouve



Badiozamani, 1973

FIGURE 1.18 – Mise en évidence d'une fenêtre de dolomitisation ou dorag zone dans les zone de mélange de fluide eau douce/eau de mer ; modifié d'après Badiozamani (1973).

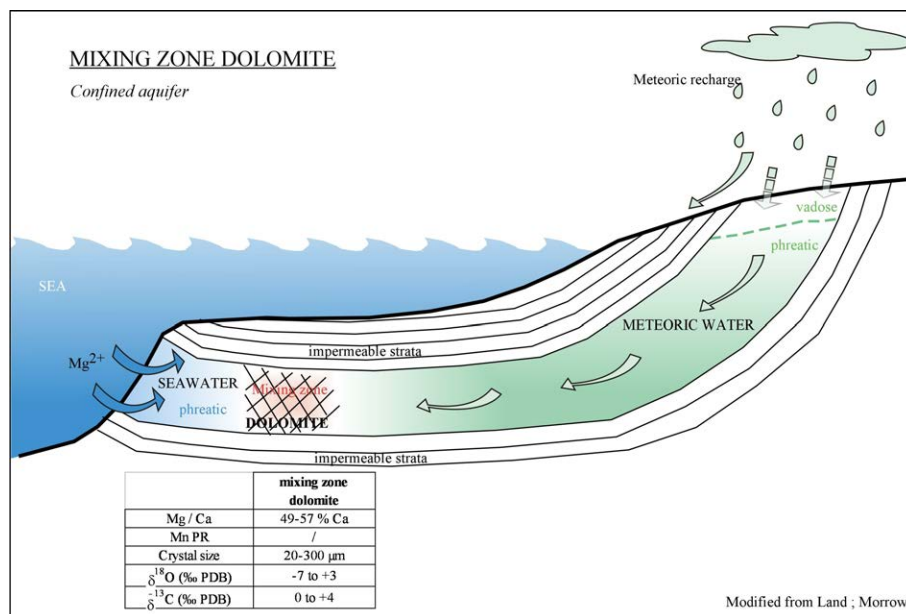


FIGURE 1.19 – Représentation du modèle de dolomitisation en zone de mélange.

réduite. La figure 1.20 reprend les constantes de solubilité pour la dolomite et la calcite dans l'eau de mélange en fonction de la proportion de l'eau de mer. Une très faible diminution de la constante de solubilité de la dolomite réduit très fortement la fenêtre de dolomitisation. De plus, l'auteur met l'accent sur les valeurs isotopiques caractéristiques de la dolomite attendues dans ce modèle.

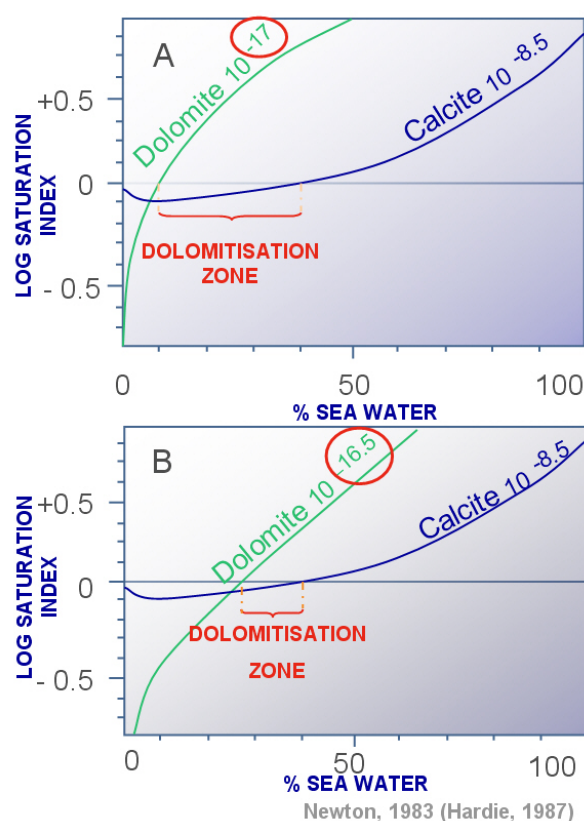


FIGURE 1.20 – Représentation graphique du modèle de dolomitisation en mixing zone, graphique modifié d'après Hardie, 1987.

A : pour la dolomite avec produit de solubilité $K = 10^{-17}$, comme utilisé par Badiozamani (1973).

B : pour de la dolomite désordonnée avec $K = 10^{-16.5}$, utilisé par Hardie, 1987. Il faut noter la zone de dolomitisation réduite

Le remplacement à grande échelle de la calcite par de la dolomite n'apparaît pas dans les zones côtières récentes (ou modernes). Pour certains auteurs, cela s'explique par le fait que le temps nécessaire n'est pas encore atteint (problème de cinétique). En effet, les zones de mélange récentes se sont établies depuis seulement quelques centaines à milliers d'années (Tucker, 1990).

Aucun exemple d'étude n'illustre ce modèle de dolomitisation que se soit dans des carbonates anciens ou modernes. Pour Machel et Montjoy (1990), le modèle de *mixing zone* reste controversé, la formation de dolomite dans une telle zone et dans la plupart des cas est cinétiquement inhibée. Bien que controversé, ce modèle n'est pas encore abandonné. Bon nombre d'auteurs l'ont rejeté (Melim et al. 2004) tandis que d'autres le discutent et tentent de le prendre en considération (Gaswirth et al. 2007).

Depuis le milieu des années 80, de nombreuses discussions traitent des divergences d'in-

interprétation de la dolomitisation de mixing zone. Ces critiques concernent principalement les situations suivantes :

- La recristallisation d'un corps dolomitique existant (Coniglio et James 1988, Shaaban et al. 1997, Land 1991) ;
- La formation de ciments de dolomite en faible quantité (Ward et Halley 1985, Humphrey 2000).

Dans ce modèle de dolomitisation, le débat porte principalement sur l'absence d'analogues récents démontrant ce mécanisme comme processus de dolomitisation à part entière et à grande échelle. De plus, l'identification de ce processus d'un point de vue thermodynamique et isotopique reste encore mal définie et délicate. En effet, les auteurs font souvent la confusion avec d'autres processus de dolomitisation (hydrothermal).

L'existence possible d'une fenêtre de dolomitisation en zone de mélange n'est pas contestée mais est loin d'être systématique. En effet, d'après un grand nombre d'études récentes dans les zones de mélange, beaucoup d'auteurs notent l'absence de dolomite.

1.2.5 La Dolomitisation Hydrothermale

1.2.5.1 Définitions générales

Machel est l'auteur de nombreux articles sur ce thème. Basé sur les travaux de nombreux auteurs, il a défini la dolomitisation hydrothermale et les termes qui s'y associent.

D'après White (1957), le terme de fluide hydrothermal est défini comme "toute solution aqueuse plus chaude que son environnement proche ou encaissant". Cette définition n'a pas d'implication génétique quant à la source ou le type d'écoulement du fluide. Le terme hydrothermal devient ainsi applicable à tous les systèmes non magmatiques incluant les systèmes diagénétiques propices à la dolomitisation.

Stearns et al. (1935), écrivent que pour être défini comme hydrothermal, un minéral doit avoir été formé à une température significativement plus élevée que l'encaissant. Une différence de 5 à 10°C suffit, sans distinction de la source ou du mécanisme d'écoulement du ou des fluides. La température de formation de la dolomie peut être déterminée par les analyses isotopiques et/ou par l'étude des inclusions fluides (voir chapitre 3).

Machel et Lonnee (2002) introduisent deux nouveaux termes, cf. figure 1.21. Un minéral pourra être nommé 'hydrothermal' seulement s'il a été démontré avoir été formé à une température supérieure (>5-10°C) à la température ambiante, comme suggéré par Stearns et al. (1935). Cette définition ne distingue pas de seuil de température. Ainsi une dolomie formée à 40°C peut être hydrothermale si l'encaissant est significativement plus 'froid' au moment de sa formation. Un minéral formé à une température proche ou identique de l'encaissant est appelé géothermal quelque soit le gradient géothermal. De plus, un minéral formé à des températures significativement plus faibles que l'encaissant (>5-10°C) peut être appelé 'hydrofrigide'.

Le choix de 150°C sur la figure 1.21 pour la formation de la dolomite n'est pas anodin. Machel et ses collaborateurs (2002) ont choisi une température suffisamment élevée pour que la dolomite dite *saddle* se forme. En effet, la texture de cette dernière est connue pour se former à des températures supérieures à 80-100°C.

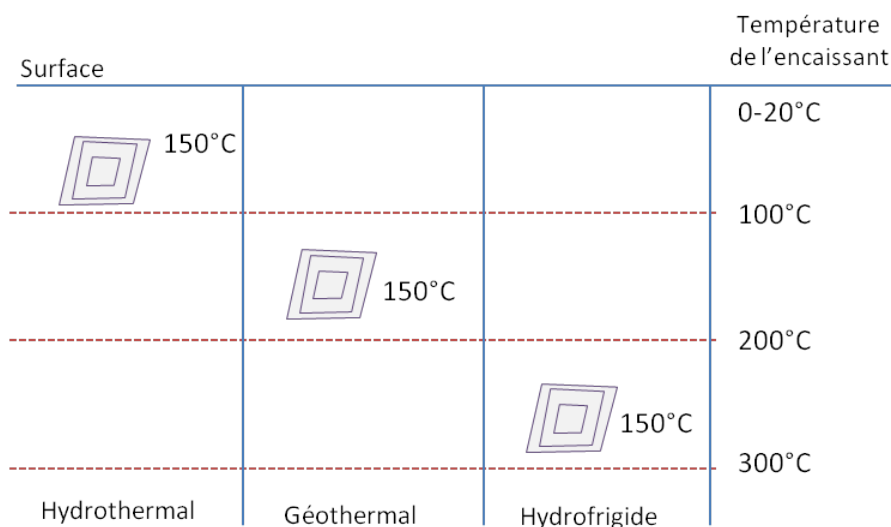


FIGURE 1.21 – Formation de minéraux dits hydrothermaux, géothermaux et hydrofrigides selon Machel (2002).

1.2.5.2 Exemple de dolomitisation hydrothermale ou *per ascensum*

Il existe de nombreux exemples bien documentés traitant de la dolomitisation hydrothermale, que se soit à l'échelle du puits ou du réservoir. Beaucoup sont associés presque exclusivement aux failles et réseaux de fracturation. En effet, les fluides dits 'chauds' et les fluides hydrothermaux empruntent les failles et les réseaux de fracturation associés. La partie précédente a défini l'emploi correct de la dolomitisation hydrothermale. Le terme de dolomitisation *per ascensum* sera réservé pour décrire le processus de dolomitisation utilisant le réseau de fracturation et tous processus diagénétiques issus de fluides ascendants, incluant ainsi les minéraux dits hydrothermaux, hydrofrigides et géothermaux.

Les tableaux 1.8 et 1.9 présentent une liste non exhaustive de cas d'études traitant de la dolomitisation *per ascensum* et/ou hydrothermale.

TABLE 1.8 – Dolomitisation per ascensum et/ou hydrothermale. (Vandeginste et al. 2005, Al-Aasm 2003, Al-Aasm et al. 2002, Machel et Lonnee 2002, Smith et Davies 2006, Boni et al. 2000, Davies et Smith 2007, Davies et al. 2004, Davies et Smith 2006, Gasparrini 2003, Gasparrini et al. 2003; 2006, Grimmer et al. 2000, Lavoie et al. 2006a;b)

Basin/Province/location	Formation/Group	Geological age	Dolomitization events	Brief Description	References
WCSB*	Supbur point nad Slave point	Middle Devonian	Two main events: late Devonian to Mississippian and late Cretaceous to early Tertiary	Dolomite saddle type, significance of geochemical data about hydrothermal fluids	Al-Aasm et al., 2002; Machel and Lonnee, 2002; Al-Aasm et al., 2003 ;
New York promontory	Trenton and Black River	Upper Ordovician	one main dolomitization event along fracture network	Sag formation (development of negative flower structures); effects of the hydrothermal fluid: saddle dolomite cemented breccias, sulfide ore deposits	Smith Jr., 2006
Sardinian and Cantabrian	Barcaliente and Valdereja	Cambrian to Ordovician	Massive and widespread of dolomitisation event	About dolomitisation event: late-Vasiscan age, identification of zebra structures zones associated with MVT** ores, Post dolomitisation events as paleokarst, Ba and Pb-Ag ore bodies and other epithermal deposits (Cu, Zn)	Boni et al., 2000
Appalachian, Arbuckle	Wabamun, Devonian Keg River, Dureidn,	Devonian, Mississippian, Ordovician,	HTD*** events	Definition and presentation of several studies deal with HTD events: description of dolomite and texture type involved (zonation, zebra structures, saddle dolomite), fractures and diagenetic fluid-flow association. Temperature fluctuations related to hydrothermal-related mineralization (MVT deposits)	Davies et al., 2004, 2006
Cantabrian	Barcaliente, Alba, Vegamian, Tournaisian-Viséan	Late Carboniferous	Several episodes of dolomitisation events	Widespread dolomitisation event, dolomitic bodies often associated with discontinuities (bedding, faults, stylolite planes, lamination). Dolomite type: saddle, with presence of zebra structures	Gasparrini, 2003; Gasparrini et al., 2003, 2006
Cantabrian	Barcaliente	Late Carboniferous	Dolomitisation along faults	Dolomitisation event along fracture network followed by dedolomitisation event and by precipitation of calcite cements from flowing fluids in several pulses. Study of three tectonic units especially to explain the origin of fault related breccias	Grimmer et al., 2000
Anticosti and Mingan	La Vieille	Lower Silurian	Pervasive hydrothermal dolomitisation	Dolomitisation along fracture network expressed by saddle dolomite followed by dedolomitisation event	Lavoie and Chi, 2006
	Romaire	Lower Ordovician	Hydrothermal dolomitisation and creation of secondary porosity	Diagenetic evolution of dolostones	Lavoie et al., 2005
Gaspé Peninsula	West point	Lower Devonian	At least three dolomitisation stages	Stage 1: Hydrothermal dolomitisation through fault-focused flowing of magmatic fluids, Stage 2-3: High temperature burial fluid flow	Lavoie et al., 2010

TABLE 1.9 – Dolomitisation per ascensum et/ou hydrothermale, suite. (Lavoie et al. 2010, Wendte et al. 2009b;a, Lopez-Horgue et al. 2010, Malone et al. 1996, Nader et al. 2006; 2007, Qing et Mountjoy 1994, Searl et Fallick 1990, Shah et al. 2010, Swennen et al. 2003; 2009, Sibley et al. 1994)

Basin/Province/location	Formation/Group	Geological age	Dolomitization events	Brief Description	References
WCSB*	Suppur point nad Slave point	Middle Devonian	Two main events: late Devonian to Mississippian and late Cretaceous to early Tertiary	Dolomite saddle type, significance of geochemical data about hydrothermal fluids	Al-Aasm et al., 2002; Maciel and Lonnee, 2002; Al-Aasm et al., 2003 ;
New York promontory	Trenton and Black River	Upper Ordovician	one main dolomitization event along fracture network	Sag formation (development of negative flower structures); effects of the hydrothermal fluid: saddle dolomite cemented breccias, sulfide ore deposits	Smith Jr., 2006
Sardinian and Cantabrian	Barcaliente and Valdeleja	Cambrian to Ordovician	Massive and widespread of dolomitisation event	About dolomitisation event: late-Variscan age, identification of zebra structures zones associated with MnT** ores, Post dolomitisation events as paleokarst, Ba and Pb-Ag ore bodies and other epithermal deposits (Cu, Zn)	Boni et al., 2000
Appalachian, Arbuckle	Wabamun, Devonian Keg River, Durnedin,	Devonian, Mississippian, Ordovician,	HTD*** events	Definition and presentation of several studies deal with HTD events: description of dolomite and texture type involved (zonation, zebra structures, saddle dolomite), fractures and diagenetic fluid-flow association. Temperature fluctuations related to hydrothermal-related mineralization (MnT deposits)	Davies et al., 2004, 2006
Cantabrian	Barcaliente, Alba, Vegamian, Tournaisian-Viséan	Late Carboniferous	Several episodes of dolomitisation events	Widespread dolomitisation event, dolomitic bodies often associated with discontinuities (bedding, faults, stylolite planes, lamination). Dolomite type: saddle, with presence of zebra structures	Gasparini, 2003; Gasparini et al., 2003, 2006
Cantabrian	Barcaliente	Late Carboniferous	Dolomitisation along faults	Dolomitisation event along fracture network followed by dedolomitisation event and by precipitation of calcite cements from flowing fluids in several pulses. Study of three tectonic units especially to explain the origin of fault related breccias	Grimmer et al., 2000
Anticosti and Mingan	La Vieille	Lower Silurian	Pervasive hydrothermal dolomitisation	Dolomitisation along fracture network expressed by saddle dolomite followed by dedolomitisation event	Lavoie and Chi, 2006
	Romaire	Lower Ordovician	Hydrothermal dolomitisation and creation of secondary porosity	Diagenetic evolution of dolostones	Lavoie et al., 2005
Gaspé Peninsula	West point	Lower Devonian	At least three dolomitisation stages	Stage 1: Hydrothermal dolomitisation through fault-focused flowing of magmatic fluids, Stage 2-3: High temperature burial fluid flow	Lavoie et al., 2010

CHAPITRE : 2

MODÉLISATION DES PROCESSUS

Résumé du chapitre

Réussir à représenter les effets des processus diagénétiques et prédire leur distribution est un atout significatif dans la caractérisation des réservoirs carbonatés. Ces dernières années, la recherche académique et industrielle s'est intéressée aux mécanismes responsables des transformations diagénétiques et leur caractérisation. En effet, la modélisation numérique des processus diagénétiques s'est accélérée à la fin des années 90, où une approche scientifique intégrative a rendu possible la simulation de systèmes diagénétiques complexes.

Un des avantages des modèles numériques est leur capacité à simuler un mécanisme particulier et de suivre l'évolution spatiale et temporelle du processus étudié.

Dans la littérature, la méthode du transport réactif est la plus utilisée pour représenter les processus diagénétiques. Elle s'appuie sur le couplage des réactions chimiques, géochimiques et d'écoulement du fluide afin de faciliter la distribution des transformations diagénétiques, comme la dolomitisation de subsurface. La modélisation par ce procédé utilise un ensemble d'outils interprétés qui simplifie les interactions complexes entre les processus et leurs effets dans l'espace et le temps. Bien qu'elle soit la plus connue, elle est très contraignante et peu adaptée pour simuler plusieurs phases diagénétiques. En effet, la lourdeur et la complexité des équations physico-chimiques utilisées rendent son utilisation fastidieuse et peu adaptée pour une étude complexe multiphasée.

Une autre méthode a été adoptée dans ce mémoire : la représentation pseudo-génétique ou process-like. Cette dernière est basée sur la simulation de l'interaction eau-roche et de son effet sur les propriétés réservoir. A partir d'un modèle géologique où l'hétérogénéité initiale est déjà renseignée, la simulation tente de reproduire l'évolution des propriétés originales, liée aux épisodes diagénétiques majeurs identifiés. La méthode de simulation repose sur le principe d'un **automate cellulaire** utilisant le déplacement de particules via un **simulateur de gaz sur réseau**. Ce type de modèle probabiliste permet l'intégration des processus spatiaux et temporels associés à la formation de corps diagénétiques. L'avantage majeur de cette méthode de simulation est de s'affranchir de l'intégration et de la résolution des équations qui régissent les réactions physico-chimique des processus à représenter. Pour y arriver, un certain nombre de paramètres (mathématiques et informatiques) doit être renseigné. Afin d'avoir une meilleure connaissance sur l'effet des paramètres impliqués et leur interaction, des plans d'expériences ont été réalisés.

INTRODUCTION À LA MODÉLISATION

Depuis longtemps, les géologues essaient d'avoir une meilleure appréciation sur la géométrie des structures géologiques et leur volume. Afin de représenter des objets géologiques, les cartes et les coupes géologiques sont les outils les plus communément utilisés mais ils ne fournissent que des projections d'objets sur un plan en 2D. La modélisation géologique 3D permet d'avoir un aperçu de la géométrie d'un objet géologique. Cette méthode de représentation spatiale, issue d'algorithmes mathématiques, permet de modéliser dans un même objet géologique ses propriétés géométriques et physiques (Mallet 2002, Aubies-Trouilh 2009). Le modèle correspond à une représentation simplifiée d'un objet naturel dans le but de l'étudier.

2.1 LES MÉTHODES DE MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES PROCESSUS DIAGÉNÉTIQUES

Les processus diagénétiques impliqués dans les transformations calcaire - dolomie sont responsables de la qualité de nombreux réservoirs carbonatés. La dolomie peut avoir un comportement de réservoir ou de drain, comme celui de barrière à l'écoulement. Ces comportements dépendent notamment de la texture du dépôt d'origine et du mode de dolomitisation. Il est nécessaire de mieux appréhender et comprendre de telles disparités de potentialité de réservoir pour un même objet. Ainsi, identifier ces comportements et leur distribution à l'échelle du réservoir devient pour les industriels un atout stratégique. De même, ces dernières années, la recherche dans le monde académique s'est intéressée aux mécanismes responsables de telles transformations et à leur caractérisation.

Le plus souvent, les fronts dolomitiques des réservoirs carbonatés sont identifiés par détection sismique, particulièrement ceux associés à des bancs fins de dolomie de l'ordre de quelques mètres d'épaisseur. La représentation de l'extension spatiale de tels corps dolomitiques et leur distribution associée aux propriétés pétrophysiques est un atout significatif dans la caractérisation des réservoirs carbonatés.

Il existe un certain nombre d'études d'analogues qui tentent de mieux comprendre la distribution et la connectivité des corps sédimentaires et notamment celles des carbonates dolomitisés. En revanche, peu traitent spécifiquement des transitions calcaire-dolomie. Plusieurs études, comme celles de Wilson et al. (1990) ou encore de Algeo et al. (1992), ont cartographié les fronts dolomitiques associés à une circulation géothermale et un fluide ascendant hydrothermal. Des études de cas sur la représentation de la dolomitisation par reflux sont plus anecdotiques bien que quelques auteurs se soient démarqués comme Xiao et Jones (2006).

La modélisation numérique des processus diagénétiques s'est accentuée à la fin des années 90, où une approche scientifique intégrative a rendu possible la simulation de systèmes diagénétiques complexes. Ces derniers sont souvent à grande échelle et permettent de faire le lien entre les études en laboratoire et celles du terrain (Steefel et al. 2005). Un des avantages des modèles numériques est leur capacité à simuler un système spécifique et à suivre l'évolution spatiale et temporelle du processus diagénétique étudié (Steefel et al. 2005, Xiao et Jones 2007).

Dans la littérature, la méthode du transport réactif est la plus utilisée pour représenter les processus diagénétiques. Bien qu'elle soit la plus connue, elle est très contraignante et peu adaptée pour simuler plusieurs phases diagénétiques. La méthode adoptée dans ce mémoire

est une méthode innovante décrite par Massonnat et al. (2009) : la représentation pseudo-génétique ou process-like. Après avoir brièvement décrit le principe de la première méthode, le reste du chapitre se concentre à expliquer la méthode pseudo-génétique.

2.1.1 Le transport réactif

Ces modèles s'appuient sur le couplage des réactions chimiques, géochimiques et d'écoulement du fluide afin de faciliter la distribution des transformations diagénétiques, comme la dolomitisation de subsurface (Xiao et Jones 2007). Cette méthode est également utilisée pour discuter le degré d'influence des facteurs impliqués dans le processus quand l'expérimentation directe n'a pu le mettre en évidence (Ayora et al. 1998). Autrement dit, la modélisation par transport réactif est un important ensemble d'outils interprétés qui simplifie les interactions complexes entre les processus et leurs effets dans l'espace et le temps.

2.1.1.1 Modélisation de la dolomitisation par reflux via la modélisation par transport réactif

Xiao et Jones (2007) ont appliqué cette méthode sur de nombreux exemples, à la fois sur des environnements carbonatés et/ou silicoclastiques. Ce type de représentation se base en amont sur une quantité d'analyses de variables responsables directement ou non de l'évolution du réservoir, comme par exemple la salinité, la lithologie initiale, la composition du fluide diagénétique, la température, le niveau de la mer, les hétérogénéités des propriétés pétrophysiques initiales, le temps de résidence. Ces variables, dites naturelles, ont un contrôle hiérarchique sur la distribution et l'évolution des systèmes à modéliser.

Un modèle de transport réactif s'appuie sur une formule mathématique qui régit les processus géochimiques impliquant les interactions fluide-roche. L'équation générale de cette méthode est du type :

$$\frac{\partial}{\partial t} (\phi C_i) = \frac{\partial}{\partial x} \left[\phi D \frac{\partial C_i}{\partial x} \right] - \phi v \frac{\partial C_i}{\partial x} + \phi \sum_k \left(\frac{\partial C_i}{\partial t} \right)_k \quad (2.1)$$

Avec C_i la concentration des espèces spécifiques présentes dans les pores, D le coefficient combiné de diffusion et de dispersion, v la proportion linéaire de l'écoulement du fluide et ϕ la porosité. Les deux premiers termes représentent les processus de transport (diffusion, dispersion et mouvement d'advection) tandis que le troisième terme décrit l'effet des réactions géochimiques.

La réaction de dolomitisation s'écrit alors :

$$\frac{\partial}{\partial t} (dolomite_i) = SA.e^{\frac{E_a}{RT}} \left(\frac{Q}{K_{eq}} - 1 \right)^{2.26} \quad (2.2)$$

Où S représente l'aire de surface active, A est le taux constant, E_a est l'énergie d'activation, Q/K_{eq} est l'index de saturation et 2.26 est l'ordre de réaction.

2.1.1.2 Conclusions

Du fait de conditions limites complexes et de couplage compliqué entre les termes de transport et de réaction, il est impossible d'avoir une solution analytique à l'équation 2.2, même pour des systèmes géochimiques simplifiés. C'est pourquoi des solutions numériques

sont utilisées pour prédire la qualité des réservoirs. Certains de ces programmes numériques, utilisés pour une représentation en 2D et/ou 3D, sont disponibles dans le commerce. Les simulations numériques aident à contraindre et développer des *scenarii* pour corrélérer des corps dolomitiques de subsurface et leur connectivité. Ainsi, dans un contexte de reflux, l'utilisation de cette méthode permet d'obtenir la distribution du ou des corps dolomitiques, anhydrites et les propriétés pétrophysiques résultantes en 2D et 3D.

Les limites de ce type de méthode résident principalement sur :

- sa capacité à représenter un seul processus diagénétique souvent précoce comme celui associé au reflux (la précipitation d'éléments) et son incapacité à intégrer plusieurs phases successives,
- la lourdeur des équations à résoudre.

2.2 LA MODÉLISATION PAR LA MÉTHODE PSEUDO-GÉNÉTIQUE

La méthode pseudo-génétique, aussi appelée process-like, a été pensée pour pouvoir représenter aussi bien à l'échelle du bassin, du réservoir, du log ou encore de la lame mince des processus diagénétiques dans les carbonates. Bien que performante à petite échelle, l'objectif est de pouvoir représenter les phases majeures pouvant affecter significativement un réservoir et de les représenter dans l'espace.

Une des complexités de l'étude de la diagénèse des carbonates est de déterminer l'organisation originelle, comme le faciès ou encore les structures antérieures. En effet, cette dernière est souvent effacée au cours de l'histoire d'enfouissement. De ce fait, bien qu'il existe un certain nombre d'analyses en laboratoire pour réduire le nombre d'inconnues, il est parfois difficile de construire une histoire diagénétique complète. Chaque étude dispose d'un nombre de données limité au temps imparti pour cette dernière et selon les objectifs définis. C'est à partir de ce socle de données que l'histoire diagénétique est élaborée. Le graphique 2.1 représente bien l'interrogation suivante : à partir de quelle quantité de données ou d'informations collectées peut-on affirmer que nous connaissons suffisamment l'histoire diagénétique ou sédimentologique de notre échantillon ou secteur et ainsi la représenter ?

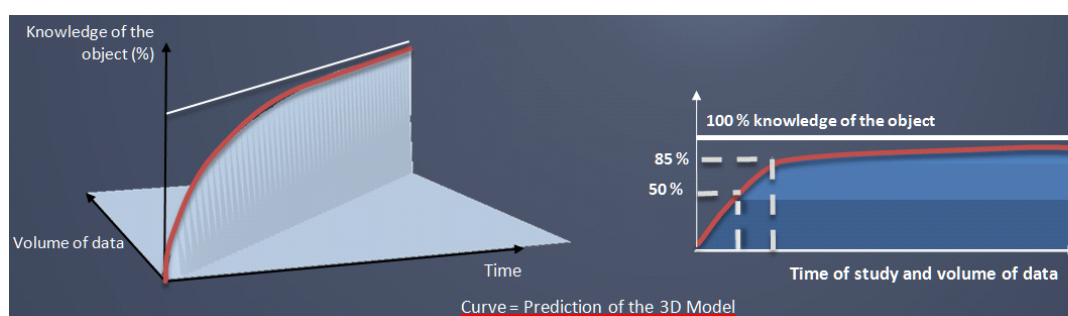


FIGURE 2.1 – Représentation de la compréhension d'un objet en fonction du temps d'étude ou du volume de données acquis sur cet objet.

Plus la donnée augmente, plus la connaissance du secteur est aboutie. Dans ce projet de thèse, il ne s'agit pas de connaître l'histoire diagénétique dans le détail mais de réussir à représenter numériquement les hypothèses émises à un instant donné, de pouvoir améliorer sa représentation et *in fine* discuter et valider ou infirmer les résultats.

2.2.1 Historique et méthode de travail

Depuis plusieurs années, la modélisation des événements diagénétiques par automate cellulaire est en réflexion et en développement au sein de l'entreprise pétrolière. Initialement, ce développement portait exclusivement sur la représentation des phénomènes karstiques. Fort de son succès, son application s'est étendue courant 2008 sur l'ensemble des phénomènes diagénétiques majeurs des roches carbonatées comme la précipitation, la cimentation et le changement minéralogique.

La programmation de l'application est effectuée par le maître d'oeuvre pour le compte du maître d'ouvrage Total. Le projet s'est organisé comme tel : les utilisateurs métiers de l'application - en l'occurrence moi pour cette thèse - proposent des spécifications et des améliorations de l'outil pour les besoins du ou des études qui sont dans un premier temps discutés lors de réunions et/ou d'entretiens téléphoniques avec le bureau de consultant puis développés par ce dernier.

Une fois les versions livrées, un second maître d'oeuvre s'occupe en plus de spécifier des améliorations et des évolutions, de tester et valider les versions. Durant ma thèse, plusieurs améliorations ont été effectuées sur l'outil afin de pouvoir simuler les réactions désirées. Ces améliorations concernaient principalement la création et la gestion des proportions minéralogiques des faciès (initiaux et diagénétiques), et l'écoulement du fluide entre le réseau de fractures et la matrice.

Etant donné que cet outil est en développement et un dépôt de brevet est en cours, la description de la méthodologie est succincte et concise.

2.2.2 Description générale de la méthodologie

La méthode est basée sur la simulation de l'interaction eau-roche et de son effet sur les propriétés réservoirs (porosité et perméabilité). A partir d'un modèle géologique où l'hétérogénéité initiale est déjà renseignée (liées au modèle de dépôt, à la diagenèse précoce, aux discontinuités structurales et lithologiques), la simulation tente de reproduire l'évolution des propriétés pétrophysiques, liée aux épisodes diagénétiques majeurs identifiés (figure 2.2).

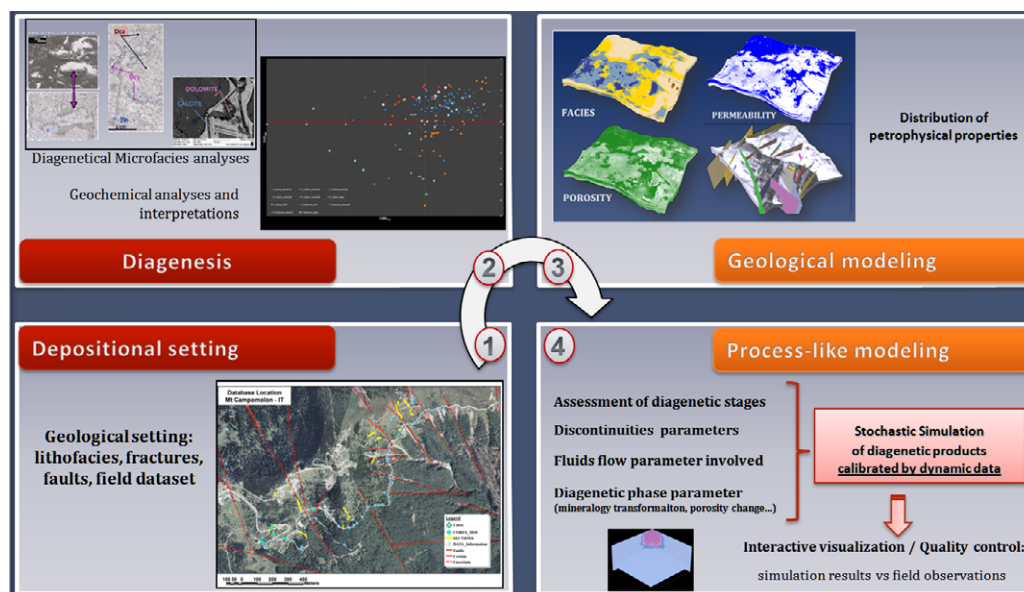


FIGURE 2.2 – Schéma expliquant la méthodologie de modélisation pseudo-génétique ou process-like en intégrant les informations collectées sur le terrain, sur lames mince et des analyses géochimiques.

La méthode de simulation repose sur le principe d'un **automate cellulaire** utilisant le déplacement de particules via un **simulateur de gaz sur réseau**¹ (Jaquet 1995, Gardner 1970, Fatès 2001, Wolfram 1984).

Par définition, un automate cellulaire est une grille discrète et régulière de cases, nommées cellules (Gardner 1970, Corges 2008). Chaque cellule est caractérisée par un état défini par un ensemble fini et qui peut évoluer au cours du temps. L'état d'une cellule au temps $t+1$ est fonction de l'état au temps t d'un nombre fini de cellules à son voisinage. A chaque nouvelle unité de temps, la même règle² est appliquée simultanément à toutes les cellules de la grille, produisant une nouvelle génération de cellules dépendant entièrement de la génération précédente.

L'automate cellulaire bidimensionnel le plus populaire et le plus souvent décrit est celui du "Jeu de la Vie" (imaginé par J.H. Conway, 1970). A partir d'une règle préétablie, un modèle où chaque état est conduit mécaniquement à un état suivant. Le jeu se déroule sur une grille à deux dimensions, théoriquement infinie, dont les cellules (analogie avec les cellules vivantes) peuvent définir deux états distincts : vivantes ou mortes (Gardner 1970). Ce modèle d'automate permet le développement de motifs extrêmement complexes à partir de règles très simples, cf. figure 2.3.

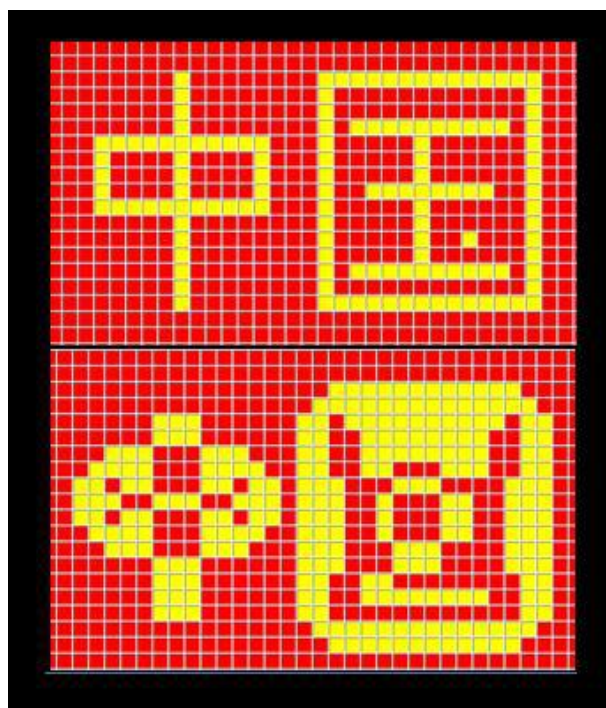


FIGURE 2.3 – Motifs complexes obtenus à partir du principe du Jeu de la Vie de Conway.

Ce type de modèle probabiliste permet l'intégration des processus spatiaux et temporels associés à la formation de corps diagenétiques. Le modèle de gaz sur réseau est conditionné à partir des informations géologiques disponibles sous forme de simulations géostatistiques ou stochastiques. L'avantage majeur de cette méthode de simulation est de s'affranchir de l'intégration et la résolution des équations qui régissent les réactions physico-chimiques des

1. Gaz sur réseau est un automate cellulaire appliqué à la simulation de phénomènes physiques, qui repose sur la discrétisation de l'espace, du temps (ici numérique) et de la matière (ici les particules). Un gaz sur réseau est un type d'automate cellulaire destiné à simuler le comportement d'un fluide.

2. Une règle locale qui définit le système.

événements à représenter.

Les simulations sont contrôlées par :

- Le champ de perméabilité ;
- Le gradient hydraulique (météorique, hydrothermal) ;
- Les discontinuités (drains, fractures, failles).

Un autre avantage de cette méthode est de pouvoir simuler plusieurs réactions diagénétiques successives, où chacune tient compte des modifications pétrographiques et minéralogiques issues de la réaction qui la précède. Actuellement, il est possible de représenter trois types de réaction pour les réservoirs carbonatés, à savoir : la dissolution, la cimentation et le changement minéralogique induisant ou non des modifications de la porosité. Selon les études envisagées, des inhibiteurs (grain-coatings³) ou accélérateurs (présence d'éléments catalyseurs) de réaction peuvent intervenir.

La notion de durée (temps géologique) n'existe pas sur l'outil de modélisation, mais un temps numérique mime son effet. Comme précisé précédemment, ce sont des particules qui représentent le ou les fluides diagénétiques qui agissent sur la roche. A chaque pas de temps numérique de la simulation, l'interaction entre le fluide et la roche est régie par une fonction mathématique qui modifie la probabilité de déplacement du fluide au prochain pas de temps. Cette fonction mathématique est une version simplifiée des équations de Navier-Stokes⁴. Cette approche stochastique est contrôlée par des phénomènes physiques de transport de masse en solution (déplacement particulaire) qui sont décrits selon l'équation de Langevin cf. équation 2.3. Le déplacement du fluide est conduit à la fois par les propriétés réservoirs et par le gradient issu du concept géologique.

$$\frac{\partial X(t)}{\partial t} = v(X(t), t) + \theta(X(t), t) \varepsilon(t) \quad (2.3)$$

Avec

- $X(t)$: fonction aléatoire de position de la particule [m] ;
- $v(X(t), t)$: vitesse du fluide à la position $X(t)$ et au temps t [$m.s^{-1}$] ;
- $\theta(X(t), t)$: coefficient qui représente la dispersion géométrique [m]k ;
- $\varepsilon(t)$: bruit [s^{-1}].

De plus, la probabilité de déplacement des particules dépend de la capacité du fluide à agir (agressif ou minéralisant) et de la réactivité du faciès rencontré. Ces derniers sont les paramètres clés de la simulation. Ce déplacement est simulé sur le principe d'une marche aléatoire selon deux mouvements possibles : advectif⁵ et/ou dispersif⁶, cf. figure 2.4.

L'advection correspond au transport d'une quantité par un champ vectoriel tandis que la dispersion regroupe les phénomènes physiques suivants :

- La diffusion moléculaire due à un gradient de concentration dans la solution ;

3. Grain-coating = grain entouré par un ciment ou par une pellicule de fluide par exemple eau, huile.

4. En mécanique des fluides, les équations de Navier-Stokes sont des équations qui décrivent le mouvement des fluides dits newtoniens (liquide et gaz ordinaires) dans l'approximation des milieux continus.

5. L'advection est l'entraînement des particules en solution provoqué par le fluide en mouvement (écoulement laminaire). Selon la position de la particule, en zone vadose ou phréatique, son déplacement est vertical ou horizontal respectivement.

6. La dispersion décrit un mouvement de particule possible dans toutes les directions, sans mouvement induit par le fluide.

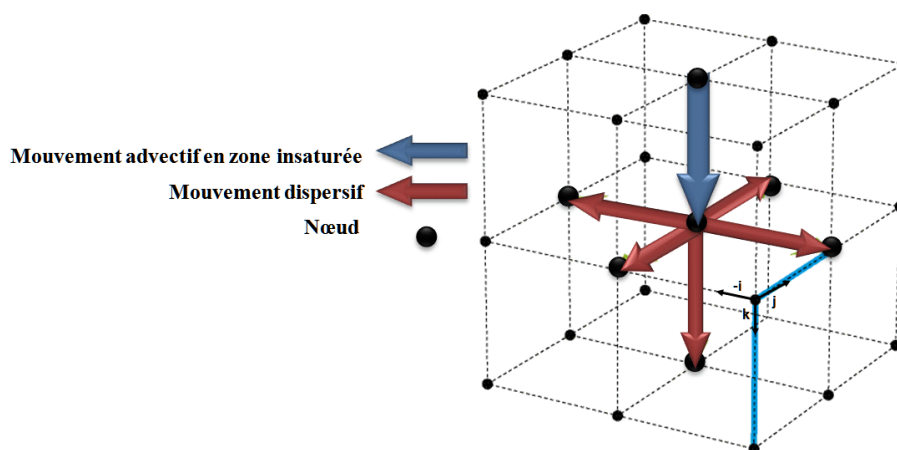


FIGURE 2.4 – Représentation du déplacement possible d'une particule.

- La dispersion cinématique provoquée par la variabilité spatiale du champ des vitesses du fluide induite par les hétérogénéités du milieu.

L'équation de Kiraly et Müller (1979), montre que les phénomènes d'advection, de dispersion et de dissolution dépendent principalement de paramètres liés à la géométrie du milieu (porosité, perméabilité) et aux écoulements (flux hydraulique). Une spécificité des roches carbonatées est l'existence d'effets couplés, dus aux interactions entre les écoulements et la géométrie du milieu par le biais des réactions diagénétiques existantes (dissolution, précipitation de ciment notamment).

2.2.3 Paramètres spécifiques

Afin de représenter les différents processus diagénétiques souhaités, il est nécessaire de renseigner un certain nombre d'informations pour chaque réaction à simuler.

Pour bien réussir une simulation, il faut au préalable se poser les questions suivantes : quelles sont les minéralogies présentes, leur proportion globale, les réactions en jeu et leur paramètres associés ? Comment paramétrer le module de vitesse et les discontinuités identifiées (fractures, drains et barrières) ? La réponse à ces questions est la première étape de la modélisation, cf. figure 2.5 .

En effet, pour une réaction de remplacement minéralogique, le géologue et le sédimentologue disposent d'un certain nombre d'éléments, comme par exemple la proportion minéralogique, les formules stoechiométriques des minéraux, les éventuels inhibiteurs présents, l'intensité de la réaction selon les faciès rencontrés (nommée l'indice de réactivité des faciès). Une partie de ces informations est à incorporer dans le modèle pour chaque réaction à représenter, cf. figure 2.5.

En effet, à partir d'une grille 3D renseignée en propriétés faciologique, pétrophysique et structurale, l'étape de la représentation numérique des effets de la diagenèse débute. Sur la figure 2.5, la seconde ligne résume les quatre principaux modules à renseigner pour toute modélisation pseudo-génétique.

Composition minéralogique . Ce module est le premier à être renseigné, il résume les minéralogies et les intervalles de proportion de ces derniers. De plus, ce module permet de créer

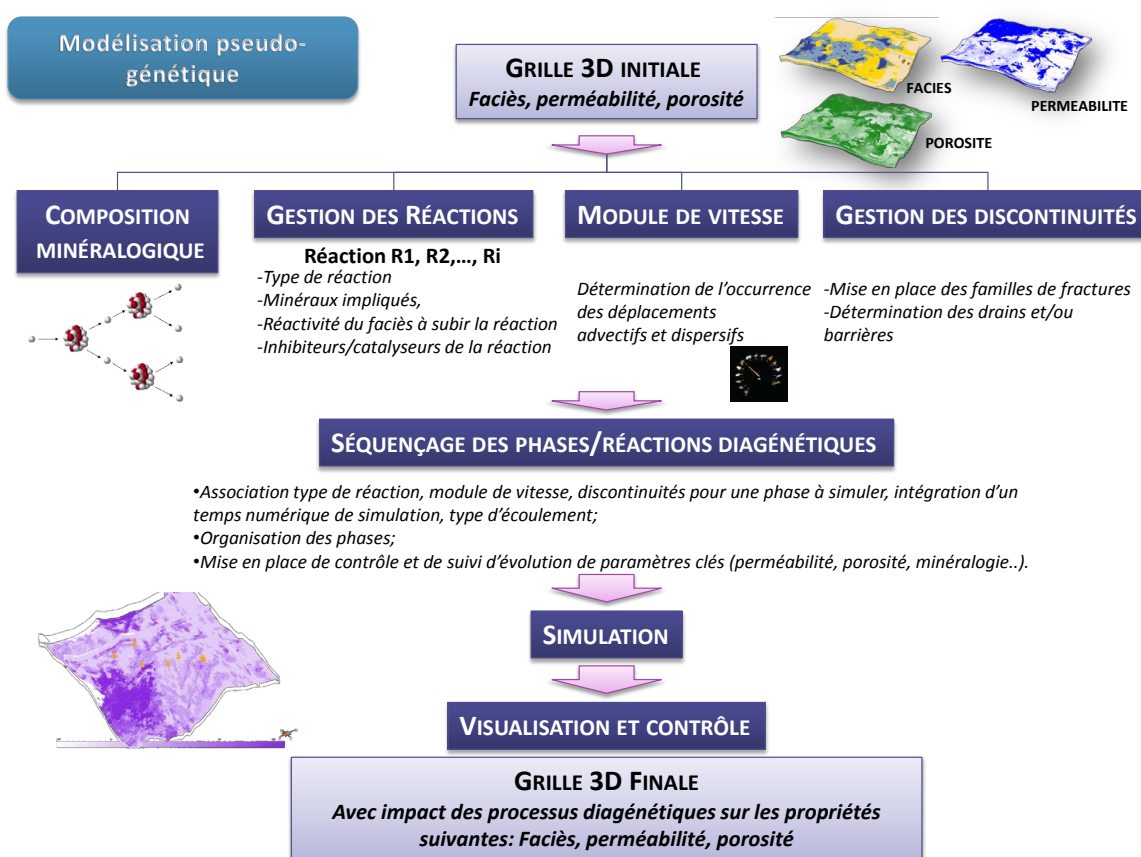


FIGURE 2.5 – Représentation des étapes clés à suivre pour la modélisation des processus diagénétiques, d'après la méthode pseudo-génétique (process-like).

des nouveaux faciès dits diagénétiques non présents initialement mais qui sont susceptibles d'apparaître au cours des réactions simulées.

Réactions diagénétiques . Ce module permet de définir la ou les réactions à simuler, actuellement trois types de réactions sont reproductibles comme mentionné précédemment. Chaque réaction est individuellement définie où l'impact sur la porosité est envisagé, de même que les éventuels inhibiteurs, accélérateurs de la réaction et bien évidemment le degré de réactivité du faciès (IR pour indice de réactivité compris entre 0 et 1, si IR est égale à zéro le faciès n'est pas affecté par la réaction en cours).

C'est principalement, à partir des équations qui régissent l'évolution de la proportion minéralogique dans un segment de matrice⁷ que le paramétrage de l'indice de réactivité du faciès a été effectué pour les réactions simulées dans ce mémoire, cf. l'équation 2.4.

$$P(mineral)_{x,t}^{s,m} = P(mineral)_{x,t_0}^{s,m} \pm coef(reactive)_x^{s,m} . Ir_x^{s,m} . \sum_{n=0}^n NP_{x,t}^{s,m} . Iwc_{x,t}^s \quad (2.4)$$

Avec :

$P(mineral)_{x,t}^{s,m}$: proportion d'un minéral dans un segment (s) matrice (m) à un instant t [0;1];
 $P(mineral)_{x,t_0}^{s,m}$: proportion d'un minéral dans un segment matrice à un instant t_0 [0;1];
 $coef(reactive)_x^{s,m}$: coefficient d'accélération ou de ralentissement de l'évolution de la proportion d'un minéral dans un segment matrice [0; +∞[;
 $Ir_x^{s,m}$: indice de réactivité du faciès dans un segment [0;1];
 $NP_{x,t}^{s,m}$: nombre de particules qui ont traversé un segment matrice donné à un instant t donné;
 $Iwc_{x,t}^s$: indice de réactivité d'une particule représentant le fluide dans un segment à un instant t (WC = Water Capacity) [0;1].

Le module de vitesse permet de gérer le champ de déplacement des particules et de ses paramètres c'est à dire l'occurrence du mouvement advectif et la direction du mouvement dispersif. Le mouvement advectif est vertical dans la zone non saturée (écoulement gravitaire) et horizontal dans la zone saturée, l'occurrence de ce déplacement est dépendant du champ de perméabilité. La valeur du module est exprimée en terme de probabilité de déplacement. Cette dernière est calculée suivant une fonction log-linéaire de la perméabilité, cf. équations 2.5 à 2.7. Plus la perméabilité d'un segment de cellule voisin à celui où se trouve la particule sera grande, plus grande sera la probabilité pour que cette dernière emprunte ce segment.

$$Si \log(K_{x,t}^s) < \log(Kmin) \text{ alors } P_{deplacement}(\log K_{x,t}^s) = 0 \quad (2.5)$$

$$Si \log(Kmin) \leq \log(K_{x,t}^s) \leq \log(Kmax) \text{ alors } P_{deplacement}(\log K_{x,t}^s) = \frac{\log(K_{x,t}^s) - \log(Kmin)}{\log(Kmax) - \log(Kmin)} \quad (2.6)$$

$$Si \log(K_{x,t}^s) > \log(Kmax) \text{ alors } P_{deplacement}(\log K_{x,t}^s) = 1 \quad (2.7)$$

7. Correspond à une arête de cellule ou maille du modèle 3D, de l'environnement matrice en opposition avec l'environnement conduit en présence de réseau de fracturation de la grille créée sur Godiag.

Avec :

$K_{x,t}^s$: perméabilité d'un segment donné à un instant t donné [mD] ;

K_{min} : perméabilité minimale saisie par l'utilisateur [mD] ;

K_{max} : perméabilité maximale saisie par l'utilisateur [mD] ;

Suivant les milieux de genèse des processus diagénétiques modélisés (**météorique, insulaire ou hydrothermal**), définie dans le menu « **Hydraulic gradient** », il est nécessaire de paramétrer un ou plusieurs angles du déplacement advectif des particules dans la matrice et dans les conduits des particules dans la matrice et dans les conduits. Dans le cas d'une réaction diagénétique en environnement météorique, deux zones de déplacement des particules sont à définir, une zone saturée et une zone insaturée, cf. figure 2.6. En environnement insulaire, une zone de déplacement des particules particulière est à définir pour la zone de mélange. Au niveau de la zone **« Kmax (milliDarcy) »**, la direction de déplacement des particules est obtenue à partir du point topographique de l'île (généralement le point le plus haut).

Concernant le mouvement dispersif, ce dernier est horizontal et/ou descendant dans la zone non saturée et dans toutes les directions dans la zone saturée. Ce module permet de définir un effet mémoire et donc des trajectoires préférentielles d'écoulement, cet effet mémoire est obtenu s'il y a dépendance avec le champ de perméabilité, cf. figure 2.7.

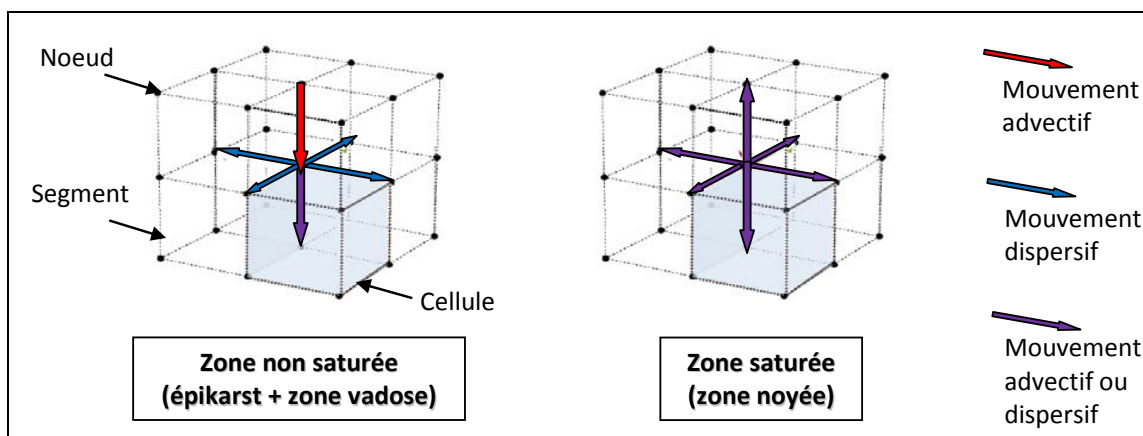


FIGURE 2.6 – Représentation du déplacement des particules dans le cas d'un milieu météorique en zones non saturée et saturée.

Il est possible dans ce module de définir un passage des particules entre le conduit et la matrice, selon une probabilité liée aux perméabilités de matrice dans l'ensemble du modèle.

2. **« Island zone »** : Dans le cas d'un milieu de genèse des processus diagénétiques insulaire, une zone de déplacement des particules de manière spécifique est à définir pour la **mixing zone**. **« All domain »** : Dans le cas d'un milieu de genèse des processus diagénétiques hydrothermal, la convection thermique est le phénomène dominant, seule une direction verticale ascendante des particules advectives est considérée pour la simulation.

3. **« Hydrothermal reaction »** : Dans le cas d'un milieu de genèse des processus diagénétiques hydrothermal, la convection thermique est le phénomène dominant, seule une direction verticale ascendante des particules advectives est considérée pour la simulation.

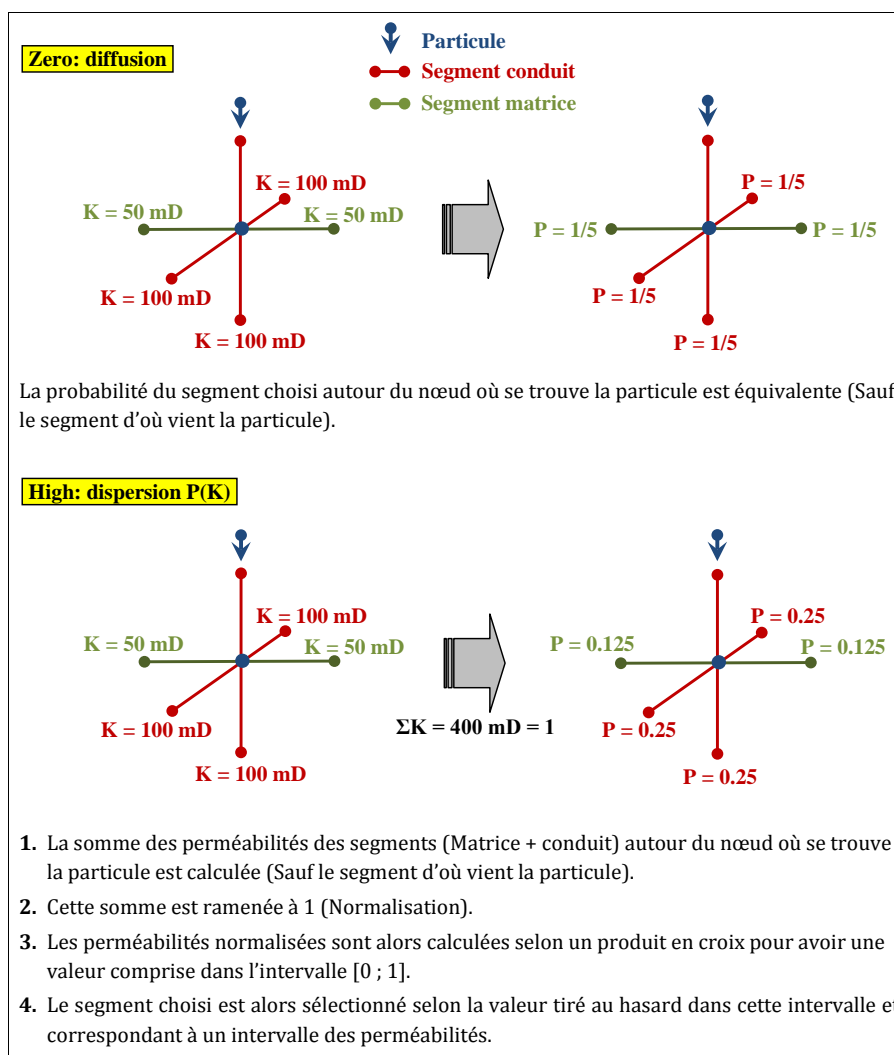


Figure 14 : Schéma explicatif des options du « Memory effect », dans la SGridSim.
FIGURE 2.7 – Schéma explicatif des options disponibles régissant l'effet mémoire dans la SGrid : absence d'effet mémoire (diffusion) et dispersion dépendant du champ de perméabilité.

(a) Résultat de simulation d'une réaction de dissolution sans fractures à quatre différents temps numériques. Plus les couleurs tendent vers le violet puis le blanc plus la réaction de dissolution est avancée.

(b) Résultat de simulation d'une réaction de dissolution avec fractures à quatre différents temps numériques. Plus les couleurs tendent vers le violet puis le blanc plus la réaction de dissolution est avancée.

FIGURE 2.8 – Animations de deux résultats de simulation d'une réaction de dissolution avec et sans fractures. Représentation de l'évolution l'intensité de la dissolution dans une grille fracturée cf. (a) et non fracturée cf. (b). La propriété affichée correspond à la différence de porosité d'un état de la grille entre deux pas de temps numériques ; la première image montre la porosité initiale avant la réaction, en bleu la porosité est égale à 15%, en rouge la porosité est égale à 5%. Un filtre de transparence a été appliquée pour les porosités inférieures à 5% pour les pas de temps supérieurs à zéro. La réaction est d'autant plus importante dans la grille fracturée par le passage des particules dans les conduits cf. animation (a), que dans la grille non fracturée où la réaction n'a lieu que dans la matrice.

spatiale du centre des fractures (germe) est définie selon un processus ponctuel de Poisson non homogène. Par ce procédé, la quantité de fractures peut être dépendante de la profondeur et/ou être distribuée en fonction d'une propriété de densité renseignée sur la grille stratigraphique. Les paramètres de fracturation du modèle sont ainsi donnés pour chaque famille de fractures.

Une fois la première étape de paramétrisation effectuée, il s'agit d'organiser la ou les réactions à effectuer en combinant les paramètres précédemment renseignés : c'est le séquençage des phases/réactions diagénétiques. Il s'agit de déterminer l'ordre des phases à simuler selon l'histoire diagénétique préalablement définie. Ensuite, chaque phase se voit attribuer une réaction, un temps de simulation, un type d'écoulement, un module de vitesse, le tout associé aux familles de discontinuités impliquées. Pour le moment, l'outil en développement ne gère qu'une réaction diagénétique par phase, c'est à dire qu'une phase simule soit une dissolution, soit une cimentation ou un changement minéralogique.

Une fois les phases ou réactions diagénétiques paramétrées, la simulation peut être lancée. Au cours de cette dernière, il est possible de suivre l'évolution des propriétés pétrophysiques et de la minéralogie, et ainsi permettre un contrôle de la simulation et le calage des données dures. En effet, ces contrôles peuvent être issus des données puits ou encore des analyses effectuées sur un cas d'étude. Il est également possible d'arrêter la simulation ou de ralentir son impact si besoin. Les animations, cf. figure 2.8, montrent un exemple de résultat de simulation pour une réaction de dissolution sur une grille synthétique. L'infiltration des particules s'est effectuée dans un coin de la grille sur la première couche en haut du modèle. La propriété observée correspond à la différence de porosité calculée entre deux pas de temps numérique.

2.2.4 Conclusion

La méthode est basée sur la simulation de l'interaction eau-roche et sur ses effets sur les propriétés réservoirs (porosité et perméabilité). A partir d'un modèle géologique où l'hétérogénéité initiale est déjà renseignée (liée au modèle de dépôt, à la diagenèse précoce, aux discontinuités structurales et lithologiques), la simulation tente de reproduire l'évolution des propriétés originales liée aux épisodes diagénétiques majeurs identifiés. Pour chaque étude, l'histoire diagénétique a été établie et seules les réactions principales sont représentées.

La méthode pseudo-génétique permet ainsi de simuler plusieurs réactions ou événements diagénétiques. Il s'agit de paramétrer chaque réaction indépendamment dans un premier temps, puis de les intégrer dans un ordre déterminé issu du calendrier diagénétique. Pour pouvoir satisfaire les données dures, telles que les données puits, PLT et/ou celles issues des analyses géochimique et minéralogique, des contrôles et suivis d'évolution de propriétés sont possibles.

Afin de mieux comprendre les paramètres en jeu, une étude de sensibilité sur ces derniers a été effectuée sur un cas très simplifié.

2.3 ETUDE DE SENSIBILITÉ DE L'APPLICATION NUMÉRIQUE

L'objectif de cette partie est de mettre en évidence l'importance des paramètres de simulation qui rentrent en jeu dans les processus diagénétiques. En effet, un ensemble de paramètres est entré pour modéliser les processus de dissolution, de précipitation, de cimentation et de changement lithologique. Afin de mieux les appréhender, des plans d'expériences ont été réalisés afin de déterminer la portée et l'impact de chacun sur les résultats de simulations.

2.3.1 Définition et principe d'un plan d'expériences

Le plan d'expériences est une technique de structuration d'une démarche expérimentale permettant de répondre à une problématique précise. La méthode des plans d'expériences a été mise au point dans les années 1920, par Ronald A. Fisher, dans le cadre d'études agronomiques. Ils permettent d'arriver aux meilleurs résultats possibles en évitant de réaliser des expériences peu concluantes.

Plus précisément, à partir de données tirées d'expérimentations, un plan d'expérience a comme finalité de décrire l'évolution d'une (ou plusieurs) variable(s) de sortie en fonction d'un certain nombre de paramètres d'entrée.

Ainsi, des plans d'expériences sont préférentiellement utilisés pour des études d'incertitudes, des recherches de paramètres influents (balayage) et notamment d'optimisation de la réponse.

2.3.1.1 Intérêt des plans d'expériences pour les simulations des processus diagénétiques

Par rapport à une démarche intuitive où les paramètres varient un à un et où on regarde l'effet sur la donnée de sortie, l'utilisation des plans d'expériences pour l'étude de sensibilité présente plusieurs avantages comme :

- la prise en compte d'interactions entre paramètres, ce qui est un des premiers objectifs de départ ;

X_1	X_2	X_i	X_n	Réponse Y
x_{11}	x_{12}	x_{1i}	x_{1n}	y_1
\dots	\dots	\dots	\dots	\dots
x_{n1}	x_{n2}	x_{ni}	x_{nn}	y_n

TABLE 2.1 – Tableau de données d'une matrice d'expériences

- optimiser le nombre de simulations à effectuer, c'est-à-dire faire en sorte que le rapport information sur nombre de simulations et donc temps de calcul soit optimal ;
- la mise en oeuvre d'outils d'analyse statistique et de modélisation de la réponse adaptés aux questions posées.

2.3.2 Principe général d'un plan d'expérience complet de type 2^n

Soit y la réponse du système à l'étude, soient (x_1, x_2, x_n) les paramètres d'entrée ou facteurs, c'est à dire n variables.

Le but de l'opération est de décrire la réponse sous la forme suivante :

$$y = a_0 + \sum_i a_i x_i + \sum_{i,j} a_{ij} x_{ij} + \sum_{i,j,k} a_{ijk} x_{ijk} + \dots (x_{ijk} = \pm 1, j = 1..2, k = 1..2 \forall i) \quad (2.8)$$

Dans l'équation précédente, il y a autant de termes de somme que de paramètres d'entrée. Les inconnues de l'équation sont les coefficients : $a_0, a_i, a_{ij}, a_{ijk} \dots$ Ils renseignent l'influence de chaque terme : par exemple le coefficient a_i détermine le poids du paramètre i , le coefficient a_{ij} concerne le poids de l'interaction entre le paramètre i et le $j \dots$ Le tableau 2.1 est un tableau de données est type .

Les inconnues sont au nombre de 2^n (somme des coefficients binomiaux). La résolution complète du système nécessite 2^n équations, c'est-à-dire 2^n simulations, car chaque simulation fournit une équation (une valeur de la réponse pour une certaine combinaison des variables d'entrée).

Moyennant la réalisation de ces 2^n simulations, il suffit de résoudre le système d'équations qui est linéaire.

Un plan factoriel est un plan 2^n quand deux types de valeurs sont attribuées à chacun des n facteurs, c'est à dire une valeur de bas niveau ou minimum normalisée à -1 et une valeur de haut niveau ou maximum normalisée +1.

Ainsi, la matrice d'expérience est le tableau indiquant le nombre d'expériences à réaliser selon la valeur prise par facteur et l'ordre dans lequel les expériences sont à réaliser.

Matrice d'expériences et représentation géométrique : application sur trois paramètres

La matrice d'expérience factorielle complète est constituée de $2^3 = 8$ expériences. On cherche à étudier l'influence de 3 paramètres (X_1, X_2, X_3) sur la réponse Y, selon le tableau suivant :

Les huit expériences sont disposées aux sommets d'un cube dans le système d'axes des variables codées $(-1; +1)$, selon la figure 2.9.

TABLE 2.2 – Matrice d'expérience factorielle complète de huit expériences

Séries N°	X ₁	X ₂	X ₃	Y
1	-1	-1	-1	y ₁
2	+1	-1	-1	y ₂
3	-1	+1	-1	y ₃
4	+1	+1	-1	y ₄
5	-1	-1	+1	y ₅
6	+1	-1	+1	y ₆
7	-1	+1	+1	y ₇
8	+1	+1	+1	y ₈

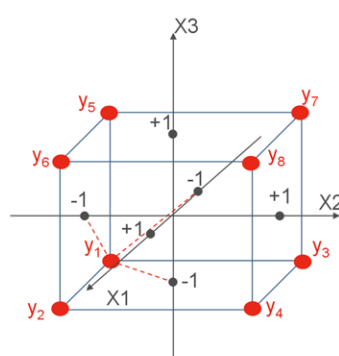


FIGURE 2.9 – Représentation géométrique de la matrice d'expériences.

Principe général d'un plan d'expérience complet de type s^n

Les matrices d'expériences de type s^n sont des matrices factorielles comme décrites précédemment, où n facteurs ont s^n niveaux possibles de valeurs. Comme pour la matrice 2^n , les plans peuvent être complets ou non. Dans cette étude, les plans d'expériences à plusieurs niveaux sont incomplets du fait de la durée des simulations.

2.3.3 Description des plans d'expériences effectués

Ce qui suit concerne l'étude de sensibilité réalisée sur l'application de modélisation de la diagenèse des carbonates. La méthodologie des plans d'expériences repose sur les principes décrits dans la section précédente. À partir de modèles synthétiques simples, l'objectif est de suivre l'évolution d'une (ou plusieurs) variable en fonction des paramètres d'entrée susceptibles d'affecter la réponse de cette variable.

2.3.3.1 Paramètres testés sur l'application et problématique

Les plans d'expériences ont pour fonction de montrer le degré d'influence des paramètres clés des réactions diagénétiques par rapport à d'autres paramètres non spécifiques. Les processus diagénétiques actuellement disponibles sont : les processus de dissolution, de précipitation ou de cimentation, et également le changement minéralogique.

Actuellement, quatre paramètres principaux régissent ces réactions diagénétiques :

- L'indice d'action du fluide, noté IF, présent dans chaque processus ;
- L'indice de dissolution, noté ID, décrivant la capacité de réaction du faciès en phase de dissolution ;
- L'indice de précipitation, noté IP, décrivant la capacité de réaction du faciès en phase de précipitation ;
- L'indice minéralogique, noté IM, décrivant la capacité de réaction du faciès en phase de changement minéralogique.

A ces indices spécifiques, il est nécessaire de confronter d'autres paramètres, tels que le nombre de pas de temps de la réaction, noté TS (*Time Step*), et l'ouverture de fracture, notée ApF.

Dans un premier temps, des plans par processus ont été réalisés afin de mieux comprendre l'influence des paramètres spécifiques. Ensuite, plusieurs réactions ont été testées au cours d'une même simulation afin d'essayer de comprendre l'interaction des paramètres. Les derniers plans permettent d'apprécier la combinaison de plusieurs réactions sur la réponse de sortie pour une meilleure compréhension de l'impact des paramètres spécifiques.

La réponse du système est la perméabilité horizontale équivalente (c'est-à-dire après un *upscaling*⁸). Plus exactement, la réponse correspond à une distribution de la perméabilité dans une grille 3D. Il s'agit plus précisément de la moyenne et de la variance des logarithmes de cette perméabilité.

Modèle utilisé

Afin d'analyser l'influence des principaux paramètres mentionnés précédemment, les simulations ont été effectuées sur un modèle numérique fictif très simple. L'interprétation des plans a été facilitée par l'utilisation d'un logiciel de gestion des plans d'expériences EST PHASER (développé au sein de Total).

La grille stratigraphique de référence a une extension kilométrique selon (X, Y) et une épaisseur de quatre-vingt mètres, chaque cellule a une dimension de 20 x 20 x 4 m (selon (i,j,k)). Elle est composée d'un faciès unique. La porosité, la perméabilité et l'infiltration y sont constantes et uniformes. En ce qui concerne les discontinuités, une famille de fractures ainsi qu'une faille ont été introduites.

À partir de cette grille, on crée un objet de type Voxet, ou boîte à sucre, support des simulations. La taille des cellules fait 10 x 10 x 1 m, ce qui nous donne un total de 826 281 cellules, cf figure 2.10.

Note sur la paramétrisation d'un volume Les méthodes de constructions des grilles stratigraphiques peuvent être associées dans le cadre plus général à celles des fonctions de paramétrisation. Une fonction de paramétrisation U , qui à tout point (x,y,z) du domaine D inclus dans l'espace géologique 3D, associe un point (u,v,w) dans un autre espace à trois dimensions, appelé espace paramétrique (figure 2.11 :

$$\forall P(x,y,z) \in D; U : (x,y,z) \mapsto U(x,y,z) = (u,v,w) \quad (2.9)$$

8. Upscaling : calcul permettant d'obtenir une ou des propriétés à une échelle plus grande, associée à une augmentation de la taille des cellules d'une grille. Dans le cas présenté c'est la perméabilité horizontale qui a été obtenue à une échelle plus grande

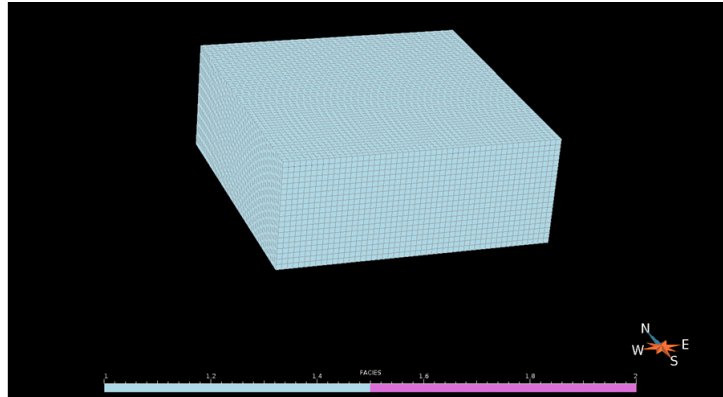


FIGURE 2.10 – Représentation du modèle numérique simplifié utilisé pour les premiers plans d'expériences.

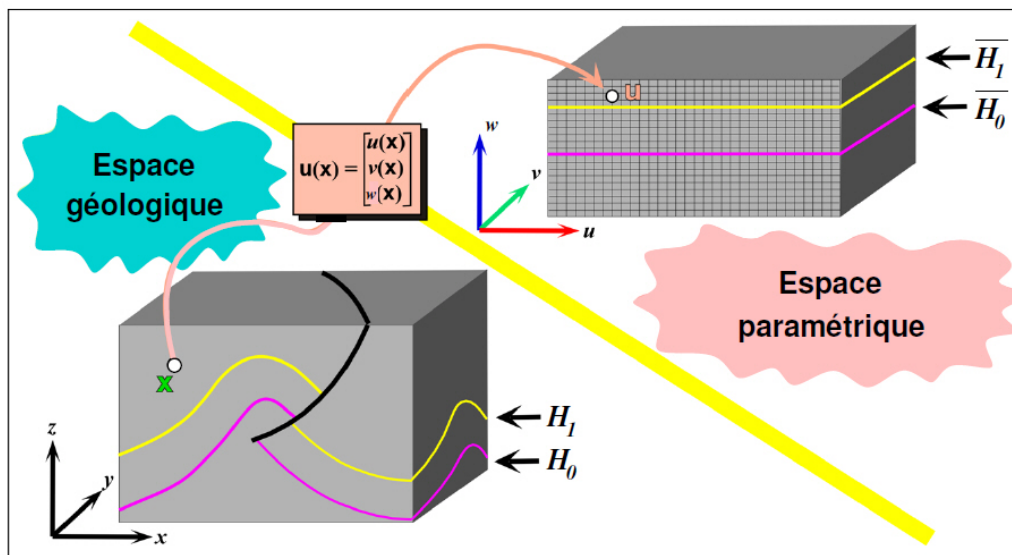


FIGURE 2.11 – Relation entre espace géologique et espace paramétrique. La fonction de paramétrisation $u(x)$ permet de passer de l'espace géologique réel (x, y, z) à un espace paramétrique (u, v, w) . H_0 et H_1 sont des horizons majeurs représentés selon l'espace considéré, d'après Mallet (2004).

TABLE 2.3 – Plans d'expériences : tableau de valeurs et des paramètres testés pour la réaction de dissolution seule.

Plans de Dissolution	ID	IF	TS	Fractures ApF	Autres	Nombre d'expériences
Plan D3	0,1 ; 0,5 ; 0,9	$1e^{-5}$; $1e^{-3}$; $1e^{-2}$	50 ; 100 ; 150	$1e^{-6}$; $1e^{-5}$; $1e^{-3}$		121
Plan D4	0,1 ; 0,5 ; 0,9	$1e^{-5}$; $1e^{-3}$; $1e^{-2}$	50 ; 100 ; 150	$1e^{-6}$; $1e^{-5}$; $1e^{-4}$	Coef a = 0,1 ; 0,505 ; 10	27

En règle générale, l'espace paramétrique tend à représenter au mieux les couches au moment de leur formation.

2.3.4 Plans d'expériences de la réaction de dissolution

2.3.4.1 Présentation des plans d'expériences

Parmi les plans d'expériences réalisés, deux expériences ont été retenues et sont présentées sur le tableau 2.3.

Plan D3 Dissolution : Ce plan reprend les principaux paramètres impliqués dans les simulations de dissolution à savoir :

- l'indice de dissolution (ID) ;
- l'indice du Fluide (IF) ;
- le temps de calcul (TS) ;
- l'ouverture de fracture (ApF).

A ce stade, l'impact du drain stratigraphique n'est pas pris en compte mais a fait l'objet de demandes d'améliorations du module de simulation de diagenèse. Ce plan a pour objectif également de mieux comprendre l'impact éventuel de l'ouverture des fractures sur les données de perméabilités équivalentes matricielles et de conduits.

En terme d'équivalence de perméabilité, une ouverture de fracture de 1μ correspond à une perméabilité équivalente de 17,154 mD, une ouverture de $100\mu m$ correspond à une perméabilité équivalente de 171 542 mD.

Plan D4 Dissolution : Ce plan diffère du précédent par les valeurs d'ouverture de fractures et par l'introduction d'un autre paramètre : le coefficient a. Ce dernier module l'impact de la porosité dans le calcul de la perméabilité de matrice. Ce n'est pas un paramètre diagénétique à proprement parler, mais il influence les valeurs de sortie de la perméabilité équivalente globale.

2.3.4.2 Résultats et interprétations

Le traitement des données par le logiciel EST PHASER offre différentes possibilités pour interpréter les résultats.

Une des représentations les plus pertinentes est le graphique de Pareto : la longueur de la barre relative à un paramètre (ou à une interaction) est proportionnelle à l'effet de ce paramètre sur la réponse.

De plus, la couleur de la barre indique le signe de la corrélation : bleu pour une corrélation positive et rouge pour une corrélation négative.

Une autre représentation permet de visualiser la réponse sous forme graphique nommée surface de réponse. L'avantage de ce type de graphique est de pouvoir visualiser l'impact de deux paramètres principaux tandis que les autres sont fixes.

Le traitement des résultats sous forme de graphique de type Pareto est donné ci-dessous.

Représentation de la réponse sous la forme de graphique Pareto du Plan D₃, cf. figures de 2.12 à 2.19.

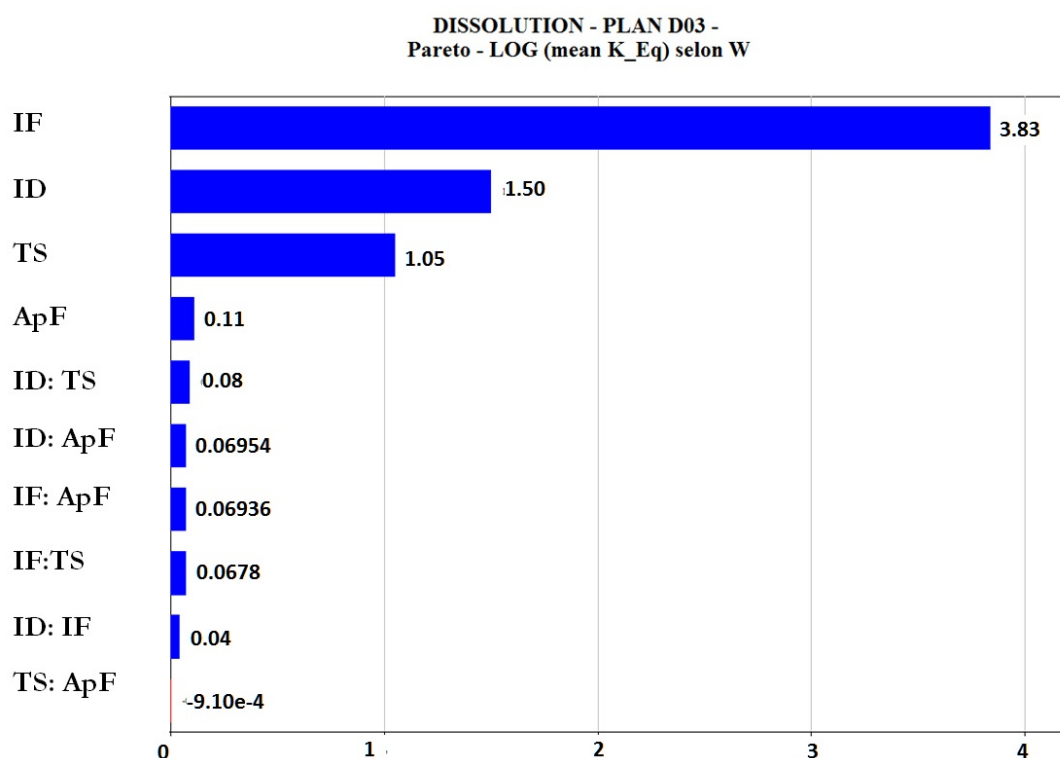


FIGURE 2.12 – Représentation de l'influence des paramètres du plan D₃ sur la valeur du $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction verticale W⁹.

Interprétations des graphiques Pareto et des surfaces de réponse

D'après les graphiques Pareto précédents, figures 2.12, 2.13 et 2.14, on peut faire les remarques suivantes :

- Pour l'ensemble des graphiques, l'indice du fluide et l'indice de dissolution sont les paramètres qui influencent le plus la réponse. Ce sont ces paramètres qui gouvernent la dissolution. Plus les particules dissolvent un volume de carbonates de carbonates, plus la perméabilité résultante est grande.

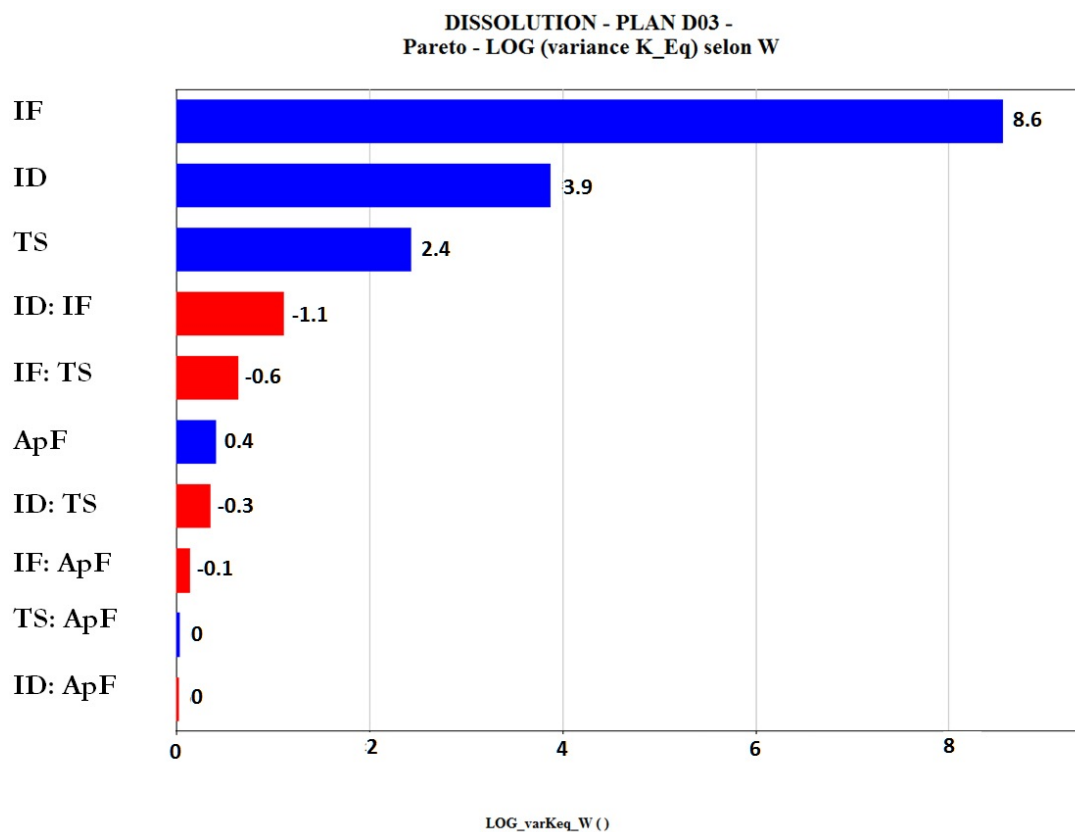


FIGURE 2.13 – Représentation du plan D₃ : $\log(\text{variance } K_{\text{équivalente}})$ selon la direction verticale W.

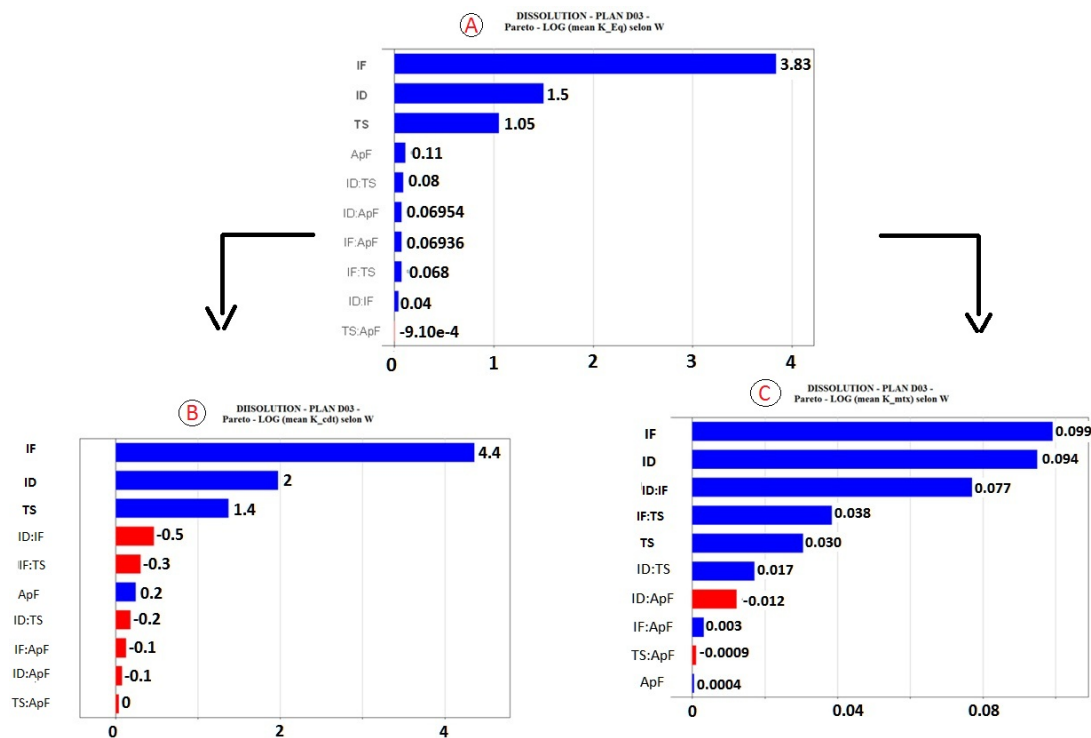


FIGURE 2.14 – Représentation des résultats du Plan D₃ : A) $\log(\text{mean } K_{\text{équivalente}})$ déconvolué selon la réponse sur la perméabilité moyenne B) des conduits avec $\log(K_{\text{conduit}})$ et C) de la matrice $\log(K_{\text{matrice}})$ selon la direction verticale W. Rappel : la valeur moyenne de la perméabilité équivalente est obtenue à partir des résultats des perméabilités des conduits et de la matrice.

(a) Surface de réponse pour la perméabilité moyenne équivalente.

(b) Surface de réponse pour la perméabilité moyenne de conduits.

FIGURE 2.15 – Résultats du plan d'expérience de dissolution D3 sous forme de surfaces de réponse. Représentation de l'évolution de la perméabilité moyenne (a) équivalente pour des valeurs de pas de temps (TS) et d'indice de dissolution (ID) variables et (b) de conduits pour différentes valeurs d'indice de dissolution.

- Le nombre d'incrémentes de calcul ou pas de temps (TS) joue un rôle important dans les simulations notamment sur les perméabilités de conduits. Plus la dissolution est longue, plus grande sera la perméabilité tant que la stabilisation n'est pas atteinte.

- D'après la variance de la perméabilité équivalente, cf. figure 2.13, l'effet de l'indice du fluide est important. Ce résultat peut s'expliquer de la manière suivante : l'indice du fluide correspond à une donnée volumique de capacité de dissolution, dès que ce volume augmente la perméabilité résultante augmente également.

- Concernant la perméabilité moyenne des conduits, l'ouverture de fracture bien que modérée influence significativement la réponse. Plus l'ouverture de la fracture augmente, plus l'écoulement du fluide via les conduits est facilité. Ainsi la perméabilité de conduits augmente, cf. figure 2.14.

- L'influence de certaines interactions sur la perméabilité et notamment celle de la matrice est significatif, comme par exemple l'indice de dissolution (ID) et l'indice du fluide (IF), l'indice du fluide et le nombre de pas de temps (IF :TS) ou encore l'indice de dissolution et le nombre de pas de temps (ID :TS). Les effets de deux paramètres, peuvent selon les cas, se compenser (interaction négative) ou s'amplifier (interaction positive).

- Dans l'ensemble, l'effet prépondérant des interactions concerne celles entre les paramètres les plus influents. Seule la perméabilité de conduits enregistre des interactions négatives, notamment pour les interactions ID : IF et IF : TS.

- D'après les surfaces de réponse, la perméabilité moyenne équivalente, cf. figure 2.19a, et celle des conduits, cf. figure 2.19b, sont relativement linéaires et cohérentes. Plus la perméabilité augmente, plus les valeurs des paramètres associés tendent vers leur maximum. L'intérêt de ce type de visualisation est de se rendre compte de l'influence des paramètres et d'extrapoler leur impact sur une gamme de valeur plus grande. Chaque point figurant sur les surfaces correspond au numéro de l'expérience réalisée.

Représentation de la réponse sous la forme d'un graphique Pareto et de surface de réponse du Plan D₄, cf. figures 2.16, 2.17 et 2.18.

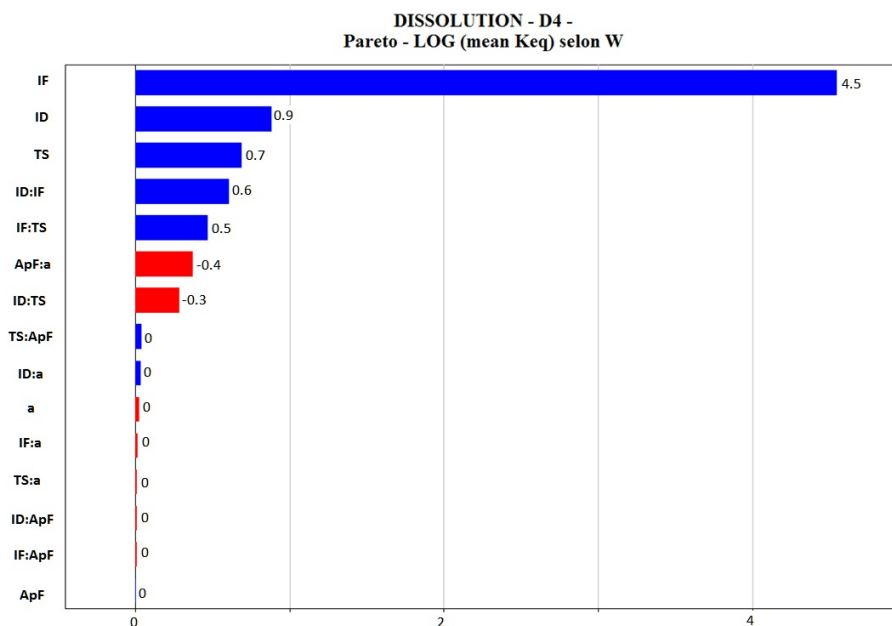
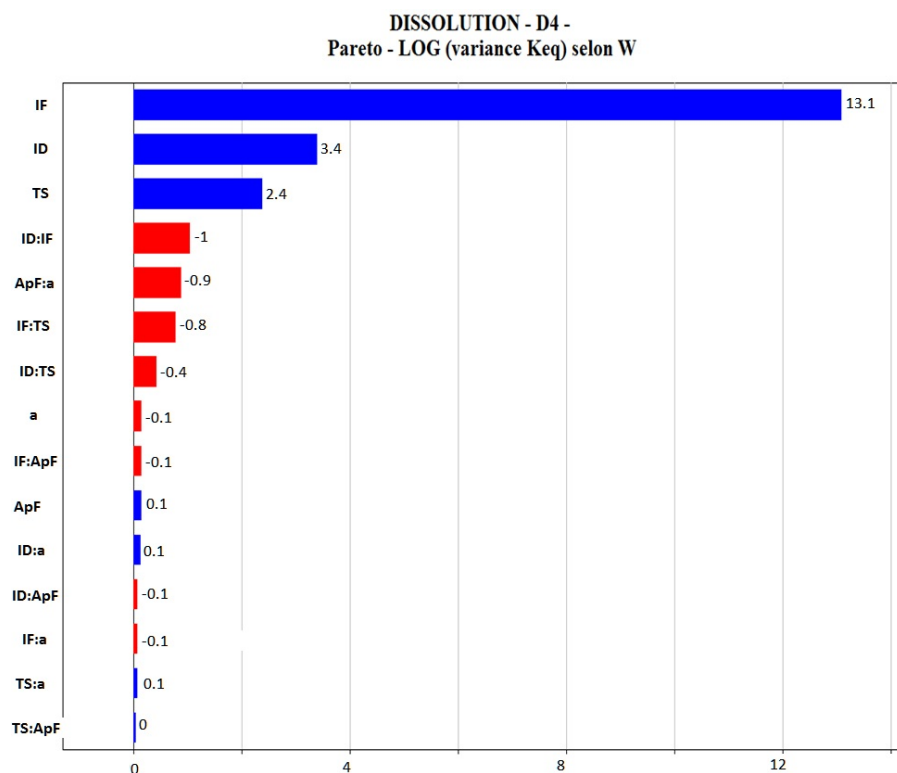
Pour rappel, ce plan a pour objectif de mieux comprendre l'influence du **coefficient a** (noté coef_a) impliqué dans le calcul de la perméabilité matricielle. Il a comme effet de pondérer ou d'amplifier l'impact de la porosité et donc influencer les valeurs de perméabilité *in fine*, cf. figures 2.16, 2.17 et 2.18. Ce n'est pas un paramètre spécifique aux processus, mais son influence doit être mentionnée pour les futurs utilisateurs de l'application.

Interprétations des graphiques Pareto et des surfaces de réponse

D'après les graphiques Pareto précédents, on peut faire les remarques suivantes (cf. 2.16, 2.17 et 2.18) :

Les paramètres prédominants sont les mêmes que pour le plan d'expérience précédent, avec une nette dominance de l'indice du fluide, IF.

Le **coefficient a** isolé a un impact négligeable sur les perméabilités équivalentes et de conduits. En revanche, il influence significativement la perméabilité de matrice ; associé à l'indice du fluide son effet est d'autant plus remarquable. Cela s'explique par la relation qui

FIGURE 2.16 – Représentation du plan D_4 : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction W .FIGURE 2.17 – Représentation du plan D_4 : $\log(\text{variance } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction W .

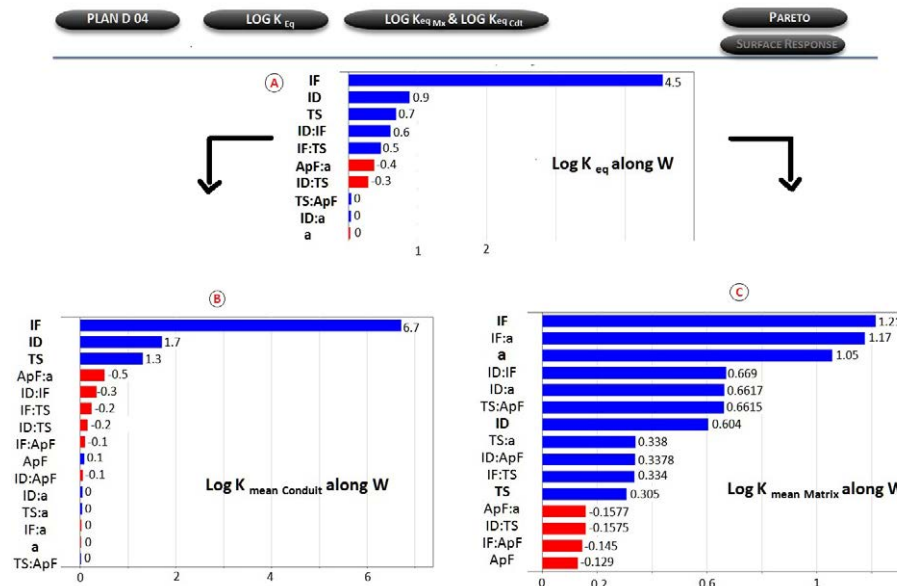


FIGURE 2.18 – Représentation du plan D4 : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ avec $\log(K_{\text{conduit}})$ et $\log(K_{\text{matrice}})$ selon la direction W.

lie le coefficient a au calcul de la perméabilité de matrice, à savoir :

$$\log(K_{\text{matrice}}) = \text{coef}_a * (\Phi - \Phi_0) + \log(K_0) \quad (2.10)$$

Ce paramètre n'a pas d'influence particulière s'il est égal à 1 ; il amplifie la réponse si sa valeur est supérieure à 1. Il est important de rappeler que le coefficient a n'a pas de signification diagénétique, c'est un outil mathématique utilisé pour pondérer ou amplifier l'effet de la création de porosité au cours des simulations.

2.3.5 Plans d'expérience de la réaction de précipitation

2.3.5.1 Définition des plans d'expériences

Un certain nombre de plans d'expériences ont été réalisés pour ce processus, cf. tableau 2.4. Sur deux plans présentés, P2 et P3, les principaux paramètres testés sont :

- l'indice de dissolution (ID) ;
- l'indice du fluide (IF) ;
- le temps de calcul (TS) ;
- l'ouverture de fracture (ApF) ;
- le coefficient 'a' ;
- le paramètre d'occlusion (OCC).

Comme précédemment expliqué, les trois premiers paramètres mentionnés régissent la simulation de diagenèse à proprement parler ; en revanche les trois derniers ne sont pas des paramètres spécifiques.

Plan 2 Précipitation : Ce plan reprend les principaux paramètres impliqués dans les simulations de précipitation. Comme pour la réaction de dissolution, l'impact du bedding sera pris en compte une fois les modifications effectuées.

(a) Surface de réponse pour la perméabilité moyenne équivalente.

(b) Surface de réponse pour la perméabilité moyenne de conduits.

FIGURE 2.19 – Résultats du plan d'expérience de dissolution D3 sous forme de surfaces de réponse. Représentation de l'évolution de la perméabilité moyenne (a) équivalente pour des valeurs de pas de temps (TS) et d'indice de dissolution (ID) variables et (b) de conduits pour différentes valeurs d'indice de dissolution.

TABLE 2.4 – Plans d'expériences : tableau de valeurs et des paramètres testés pour la réaction de précipitation.

Plans de Précipitation	IP	IF	TS	Fractures	Autres	Nombre d'expériences
Plan P2	0,1 0,5 0,9	0,001 0,005 0,01	50 100 150	$1e^{-6}$ – $1e^{-5}$ – $1e^{-3}$	-	40
Plan P3	0,1- 0,5- 0,9	0,001 - 0,005 - 0,01	50- 100- 150	$1e^{-6}$ – $1e^{-5}$ – $1e^{-4}$	Coef _a = 0,1 – 1 – 10 Occlusion : 0-0,5-1	121

Plan 3 Précipitation : Ce plan ressemble au précédent pour les valeurs des paramètres diagénétiques. Il a pour objectif de comprendre l'impact de l'ouverture des fractures. Ce plan intègre un paramètre non spécifique aux processus diagénétiques : l'occlusion. Ce dernier correspond à la fermeture des conduits, il mime l'effet d'une obstruction de cavités (issues du phénomène de karstification). Ce dernier a été testé suite aux différents résultats obtenus par des plans d'expériences réalisés mais non présentés. La section *Résultats et interprétations* (2.3.5.2) explique l'utilisation de ce paramètre.

2.3.5.2 Résultats et interprétations

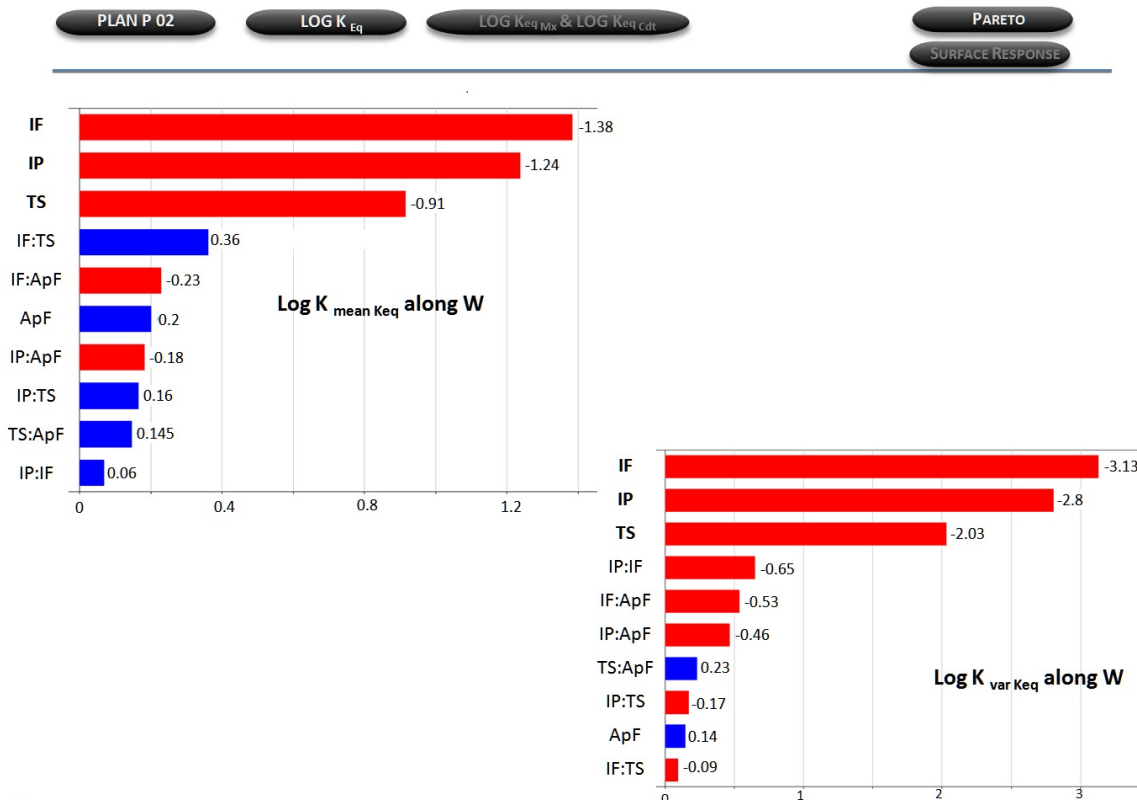


FIGURE 2.20 – Représentation du plan P2 sous la forme d'un graphique Pareto : $\log(\text{mean } K_{equivalent})$ et $\log(\text{variance } K_{equivalent})$ selon la direction verticale W .

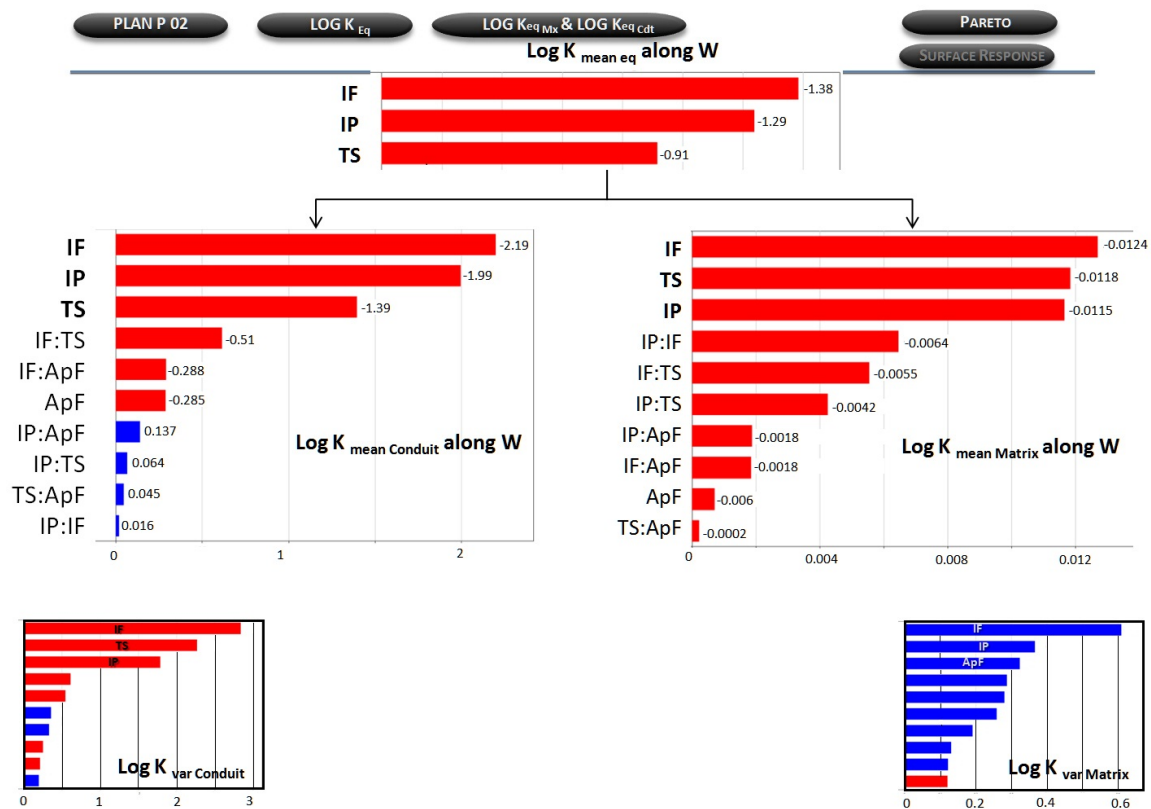


FIGURE 2.21 – Représentation du plan P₂ : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ avec $\log(K_{\text{conduit}})$ et $\log(K_{\text{matrice}})$ selon la direction W et leur variance respective.

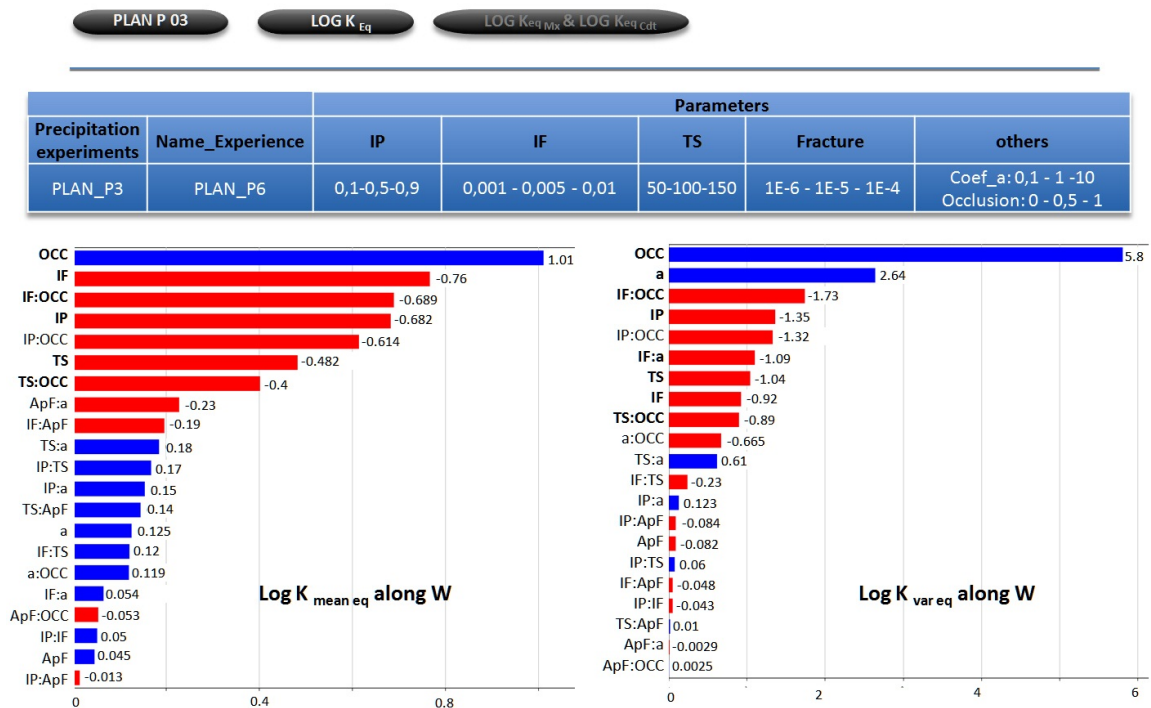


FIGURE 2.22 – Représentation du plan P₃ sous la forme d'un graphique Pareto : $\log(\text{mean } K_{\text{equivalent}})$ et $\log(\text{variance } K_{\text{equivalent}})$ selon la direction W.

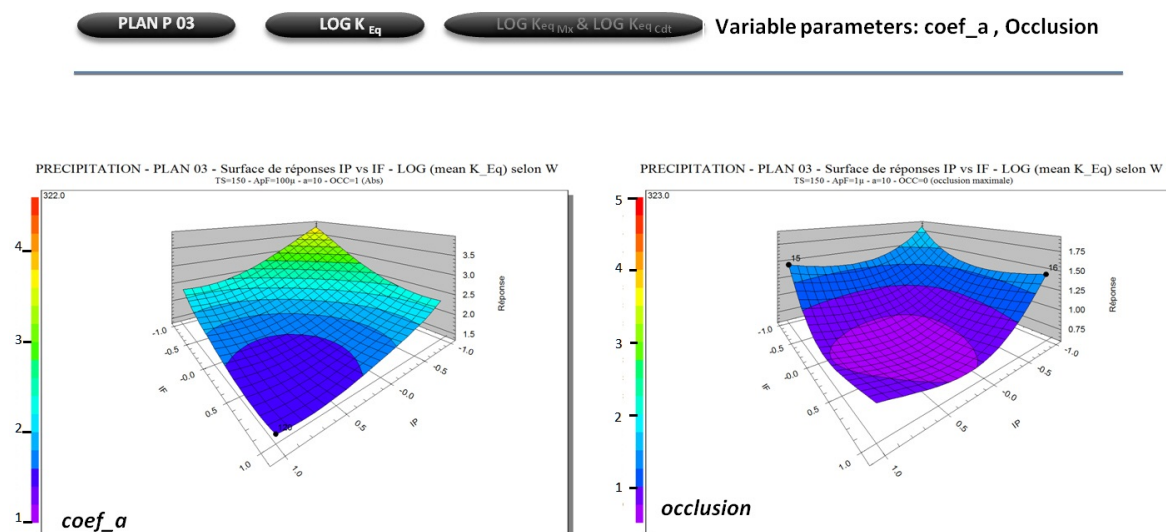


FIGURE 2.23 – Représentation des surfaces de réponses du plan P3 sur les valeurs du $\log(\text{mean } K_{\text{équivalente}})$ selon la direction W. Le graphique de gauche représente une surface de réponse avec le coefficient a comme variable et celui de droite une surface de réponse avec le paramètre d'occlusion (actif ou non).

Interprétations des graphiques Pareto et des surfaces de réponse

Interprétations du Plan d'expérience de Précipitation P2. D'après les graphiques Pareto précédents, on peut faire les remarques suivantes (cf. figures 2.20 et 2.21) :

Les paramètres les plus influents sur la perméabilité moyenne équivalente sont l'indice du fluide (IF), l'indice de précipitation (IP) et l'incrément de calcul (TS). Comme pour la réaction de dissolution, ces paramètres influencent directement la réponse et de manière prépondérante. Plus on augmente la durée de la simulation et l'intensité de précipitation (via la capacité du fluide et l'indice de précipitation), plus la perméabilité moyenne équivalente diminue.

Interprétations du Plan d'expériences de Précipitation P3.

Remarques et explications sur les valeurs obtenues et leur interprétation, cf. figure 2.22 :

Concernant l'occlusion : bien que la couleur sur le graphique de Pareto soit bleue, son impact est bien négatif. Il diminue la réponse en obstruant les conduits. Le paramètre d'occlusion peut prendre des valeurs comprises entre 0 et 1. Si le facteur est égal à un, l'occlusion n'a pas lieu. Par conséquent, il n'a aucune influence sur la réponse de perméabilité de conduits et sur la perméabilité globale. En revanche, si le facteur d'occlusion est égal à 0, les conduits sont obstrués rendant nulle la perméabilité de conduits. Ainsi, la valeur minimale de l'occlusion a un effet maximal sur la réponse et inversement. Le graphique de Pareto traduit l'impact du facteur testé sur la réponse en prenant la valeur minimale puis maximale du facteur.

Avec ce raisonnement, il est ainsi important de bien réfléchir sur les résultats d'interactions obtenus avec le facteur d'occlusion.

D'après les graphiques Pareto précédents, le facteur d'occlusion associé à l'indice du fluide et de précipitation affectent très majoritairement la réponse de la perméabilité équivalente, liée à l'obstruction des conduits. Les autres facteurs dont l'impact est significatif sont l'indice du fluide, de précipitation et du nombre de pas de temps.

CHAPITRE : 3

OUTILS ET TECHNIQUES DE CARACTÉRISATION DE LA DIAGENÈSE

Résumé du chapitre

Les processus diagénétiques sont identifiables et ordonnables chronologiquement selon le principe suivant, l'évènement le plus récent affecte les plus anciens. En lame mince, il n'est pas toujours aisé de déterminer l'enchaînement des événements. Pour identifier et ordonner ces derniers, des analyses classiques sont effectuées comme l'observation en lames minces, en cathodoluminescence microscopie optique et/ou électronique à balayage. Ces techniques fournissent des indications sur la nature minéralogique et sur les fluides originels. En effet, les analyses pétrographiques en cathodoluminescence fournissent des informations essentielles sur la provenance des phases minérales, la chimie des fluides responsables, les modalités de croissance cristalline et de zonation minérale.

Les techniques d'analyses géochimiques sont également régulièrement utilisées pour affiner l'histoire diagénétique. De manière plus générale, bien que souvent utilisées pour identifier le ou les types de fluides présents dans le milieu (marin, météorique, d'enfouissement...), les analyses des isotopes stables (oxygène et carbone) sont précieuses pour l'étude diagénétique des carbonates. En effet, ces derniers subissent de nombreux épisodes diagénétiques qui se reflètent sur le signal isotopique, du fait de leur proximité avec le continent et de zones de balancement du niveau relatif de l'eau de mer à plus ou moins haute fréquence. Il est nécessaire de déconvoluer le signal et de bien échantillonner les données à analyser. De plus, le rapport isotopique de l'oxygène et du carbone est le plus souvent utilisé pour l'identification des paléotempératures et l'origine des fluides diagénétiques précipitant les ciments. Enfin, les rapports isotopiques du strontium peuvent être utilisés comme outils stratigraphiques de datation.

3.1 LES OUTILS MÉTHODOLOGIQUES ET CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE

Les processus diagénétiques sont, de la lame mince à l’affleurement, identifiables et ordonnables d’un point de vue chronologique en suivant le principe selon lequel l’évènement le plus récent affecte les plus anciens. En lame mince, des incertitudes peuvent subsister lorsque les processus ne se chevauchent pas spatialement, ou lorsque leur imbrication est rendue trop complexe. Il existe un grand nombre d’outils et de méthodes pour l’étude des processus diagénétiques, des analyses classiques, c’est-à-dire des premières observations sur le terrain, jusqu’aux analyses in-situ en laboratoire. En revanche, pour des raisons de coût, de temps et de résultats, il est nécessaire de suivre une certaine méthodologie pour optimiser l’étude diagénétique. Les techniques employées, telle que la cathodoluminescence et le microscope électronique à balayage (MEB), fournissent des indications sur la nature minéralogique et sur les fluides originels lorsque les cristaux sont dans un état de conservation suffisant. Voici les outils utilisés dans cette thèse.

3.1.1 Observations en microscopie optique

Une étude minéralogique précise sur lames minces est incontournable pour toute analyse diagénétique. Normales ou colorées, les lames permettent la mise en évidence des phases diagénétiques et l’établissement de leur chronologie. La coloration de surface de lame la plus connue est celle à l’alizarine (solution de Dickson, 1965). La préparation de la solution consiste à dissoudre l’alizarine red-S et du ferricyanure de potassium dans de l’acide chlorhydrique. La lame mince non couverte (ou le sucre) est ensuite immergée quelques secondes dans l’acide à 2% pour nettoyer la surface d’observation, puis lavée à l’eau distillée, et enfin plongée dans la solution Dickson. Après rinçage à l’eau distillée, la lame est teintée, une coloration différentielle apparaît selon la nature des minéraux carbonatés, tels que la calcite teintée en rose, la calcite ferrifère en violet, la dolomite ferrifère (ankérite) en turquoise et la dolomite non ferrifère reste inchangée (blanc).

Matériel utilisé. Le matériel utilisé principalement pour l’observation des lames minces est un loupe binoculaire Leica ref. M165 C équipée d’une caméra Leica DFC295.

3.1.2 La cathodoluminescence dans les carbonates

Les analyses pétrographiques en cathodoluminescence, notée CL, sont très courantes car elles fournissent des informations essentielles sur la provenance des phases minérales, la chimie des fluides responsables, les modalités de croissance et de zonation minérale. Cette technique permet ainsi de préciser les textures diagénétiques identifiées après l’observation au microscope optique.

3.1.2.1 Principe

La surface d’un matériau soumis à un bombardement électronique d’énergie relativement importante (jusqu’à plusieurs dizaines de KeV) émet, par excitation, des radiations lumineuses dans le visible et le proche visible, nommées cathodoluminescence¹. Les caractéristiques intrinsèques des minéraux analysés sont la longueur d’onde des photons émis, la

1. Lumière issue de la combinaison des phénomènes de fluorescence et de phosphorescence qu’émettent les centres luminogènes existant dans les minéraux soumis à une excitation électronique.

couleur et l'intensité de la luminescence ².

Les carbonates apparaissent généralement noirs ou oranges, les minéraux siliceux sont bleus à mauves et les feldspaths, verts ou rosés. La présence d'impuretés modifie les caractéristiques du réseau cristallin et donc la luminescence. Les carbonates donnent une luminescence stable au cours du bombardement et ainsi les conditions d'observation sont reproductibles.

Il a été démontré dans les carbonates que le rapport Fe/Mn modifie de façon notable l'intensité de la cathodoluminescence : un rapport élevé est généralement associé à une faible intensité de luminescence et inversement (Chapoulie et al. 2005). Cette technique est largement utilisée dans l'étude de l'évolution diagénétique des ciments enregistrés dans les roches sédimentaires (Yamin-Ali 1995, Habermann et al. 1996; 1998, Budd et al. 2000, Witkowski et al. 2000, Gillhaus et al. 2001).

De plus, la faible mobilité du fer et du manganèse, souvent présents dans les impuretés des carbonates, permet de distinguer des fantômes de fossiles ou de clastes même dans les roches cristallisées.

Les éléments chimiques peuvent avoir deux comportements, cf. figure 3.1 :

- activateurs ³ quand ils induisent une ou plusieurs radiations photoniques de longueur d'onde définie (Mn^{++} , Cu^{++} , terres rares...),
- inhibiteurs ⁴ lorsque les électrons qui les constituent reviennent à leur état stable sans émettre de radiation (Fe^{++}). Ils peuvent diminuer voire même complètement occulter, selon leur abondance, l'émission photonique provoquée par les éléments activateurs.

Les faciès de cathodoluminescence se composent de bandes ou plages de luminescence qui peuvent être homogènes, hétérogènes ou composites (présence de zonations). Pour décrire un faciès en CL il faut définir la couleur, l'intensité de la luminescence et la structure (zoné, homogène ou non).

Appareillage et Préparation des échantillons. L'observation en cathodoluminescence s'est faite principalement à l'université de Grenoble dans le laboratoire ISTerre sur le matériel OPEA cathodyne LM52, gauge vide allant jusqu'à 50 milli Torr, vanne à argon, spectre de 170 à 2000 nm, voltage allant jusqu'à 25 kV. Un autre matériel a été utilisé à l'université de Lausanne au laboratoire IGP ⁵ sur le modèle 8200 MkII Technosyn.

L'observation en lame mince se fait sur lame non couverte et polie de préférence. L'épaisseur conseillée de la lame est de 20-30 μm pour permettre une comparaison immédiate avec les structures en lumière transmise. Il est nécessaire de bien nettoyer à l'alcool les lames avant l'installation sur le support.

3.1.2.2 Interprétations des couleurs de la CL et la diagenèse

D'après la physique, en cathodoluminescence une couleur est un ensemble de radiations émises par un échantillon et visibles par l'oeil (comprises entre 400 et 700 nm) (Martini 2010).

2. Processus physico-chimique par lequel un matériau ayant absorbé une énergie d'excitation génère une radiation non thermique d'énergie plus faible que l'énergie d'excitation.

3. Élément en trace ou défaut cristallin ayant la propriété d'induire une ou plusieurs radiations photoniques de longueur d'onde définie.

4. En anglais *quencher*, élément en trace dans le réseau cristallin dont les électrons reviennent à l'état stable sans transition de radiation.

5. IGP = Institut de Géologie et de Paléontologie.

La couleur et l'intensité de la CL sont liées à la nature des cristaux, et également à la nature géochimique des éléments traces présents dans le réseau cristallin. Les couleurs de luminescence identifiées ne sont pas caractéristiques des espèces minérales présentes mais est la résultante des variations de plusieurs facteurs, cf. figure 3.2.

Dans les carbonates, cf. figure 3.1 :

- La **CL intrinsèque**, de couleur bleue sombre, correspond à la luminescence de base dans tous les carbonates. Elle est induite par les réseaux cristallins eux-mêmes ;
- La **CL extrinsèque**, est provoquée par des cations et/ou des défauts cristallins répartis à divers points du réseau cristallin. Ces couleurs sont ainsi le reflet des conditions de formation des cristaux.

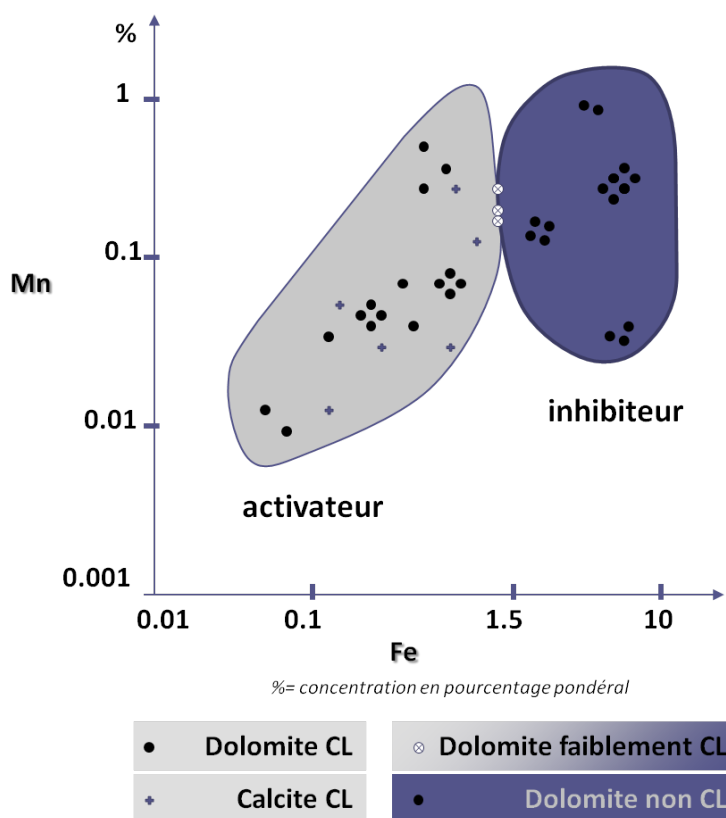


FIGURE 3.1 – Représentation du domaine de luminescence de la dolomite et la calcite, d'après Martini (2010).

Pour la **calcite**, les différentes teintes observées dans un même ciment ou sédiment sont dues à la présence et teneur en ions manganèse Mn^{2+} .

Les associations de couleurs de cathodoluminescence (du jaune au rouge-orange), dues uniquement au manganèse et en présence ou absence de fer, traduisent soit l'évolution de la composition chimique de la calcite, soit une évolution d'oxydo-réduction du milieu de précipitation.

En revanche les associations de couleurs de CL en présence de l'ion manganèse et d'un inhibiteur traduisent soit l'action antagoniste des ions manganèse et fer (Fe^{3+}) signifiant que le milieu tend à être oxydant ; soit un enrichissement de la calcite en magnésium (Martini (2010) figure 3.2).

Pour la **dolomite**, la cathodoluminescence intrinsèque implique que la concentration en ions fer, Fe^{2+} et en Fe^{3+} , dans son réseau cristallin soit insuffisante pour inhiber la luminescence. Les associations de couleurs de CL dues à la présence des ions manganèse sont habituellement jaune, orange, rouge-orange, rouge et rose. La substitution du manganèse

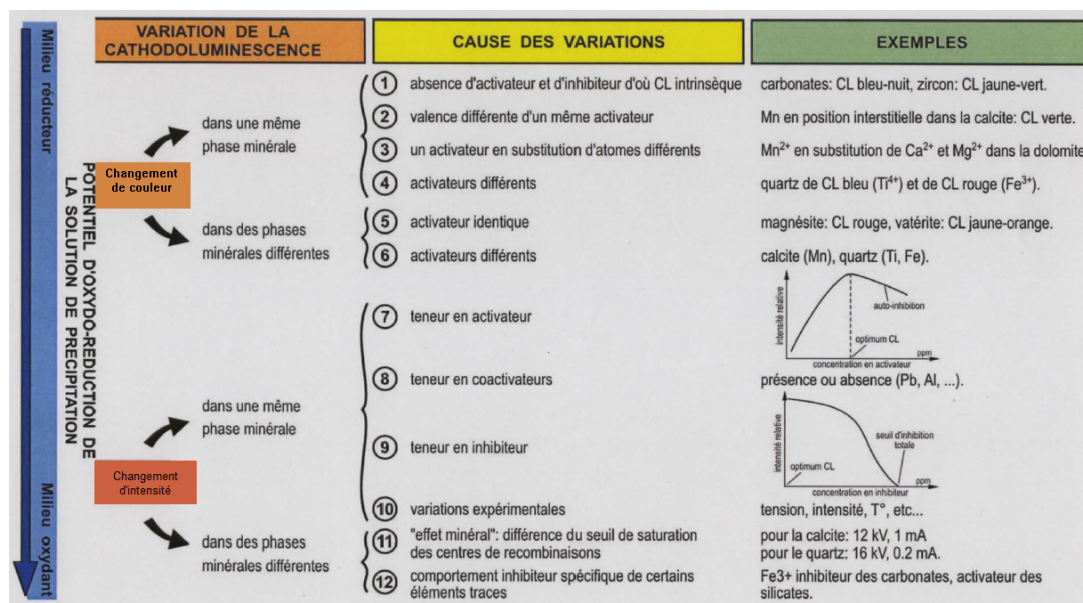


FIGURE 3.2 – Représentation des facteurs responsables de la variation de la couleur de luminescence de la calcite, d'après Martini (2010).

dans le réseau cristallin de la dolomite étant variable, des variations de teinte sont fréquentes telles que communément (Martini 2010) :

- Quand la substitution de l'ion magnésium est supérieure à celui de l'ion calcium, la couleur de CL tend vers le rouge,
- Quand la substitution de l'ion calcium est supérieure à celui de l'ion magnésium, la couleur de CL tend vers le jaune,
- La couleur de CL tend vers l'orange conséquence probable d'une distribution équilibrée de l'ion manganèse dans les sites de substitution de la dolomite.

Les rhomboèdres de dolomite en lumière naturelle présentent souvent un c₂ur plus sombre que leur périphérie (impuretés, inclusions argileuses?) ce qui se traduit en CL par une luminescence différente souvent plus intense au centre. L'intensité de cette luminescence peut s'expliquer par une abondance des ions manganèse liée à un apport détritique par exemple.

Pour l'**aragonite**, si non recristallisé des traces d'anciens cristaux peuvent être identifiés en CL. La CL intrinsèque de l'aragonite (bleu sombre) est liée à l'inhibition totale provoquée par les ions du strontium (Martini 2010).

En diagenèse, l'interprétation des couleurs de CL est très souvent utilisée pour la reconstruction des milieux diagénétiques. En règle générale :

- La couleur de CL rose à rouge domine dans les ciments dolomitiques et les cristaux de remplacement (le plus souvent les ions magnésium sont remplacés par les ions manganèse),
- La couleur de CL jaune à orange caractérise le plus souvent les cristaux de dolosparite de remplacement.

Les zonations en cathodoluminescence. Les plages de cathodoluminescence des ciments (dolomitiques ou calcitiques) peuvent être homogènes ou zonées. Les variations de lumines-

cence des cristaux ne se traduisent pas exclusivement par une différence de concentration ou par la nature des cations dans la solution de précipitation : **elles sont le plus souvent l'expression d'une variation des paramètres physico-chimiques de la même solution** (Martini 2010).

La cathodoluminescence est un outil supplémentaire pour établir une stratigraphie de cimentation, et également une aide pour la corrélation et la chronologie des fracturations.

Séquence et polarité séquentielle. L'étude de la cimentation en CL s'accompagne par la description séquentielle de systèmes de bandes ou zones luminescentes. L'évolution de la couleur de la CL par zone renseigne sur les couleurs successives d'une séquence type créées par des variations physico-chimiques du milieu de précipitation. L'analyse des séquences de couleurs de CL permet de définir sa polarité, deux types de séquences se distinguent : les séquences négatives et positives (Martini 2010).

Les séquences négatives indiquent l'évolution d'un milieu oxydant vers un milieu réducteur c'est-à-dire une diminution du potentiel d'oxydoréduction. Elles traduisent un confinement du milieu de précipitation.

Les séquences positives indiquent le contraire c'est-à-dire que le milieu tend à devenir de plus en plus oxydant.

L'absence de séquence, c'est-à-dire l'alternance de couleurs sans évolution d'ensemble, indique un milieu où l'équilibre physico-chimique est de type dynamique. Elle pourraient par exemple traduire une variation dictée par la température ou le pH de la solution.

3.1.3 Le microscope électronique à balayage (MEB)

La microscopie électronique permet l'observation, sous vide, et l'analyse de tout matériau susceptible de supporter le faisceau incident d'électrons. Suivant l'appareillage et les outils montés, il est possible de réaliser plusieurs types d'observations et d'analyses (chimique notamment). Sous l'effet d'excitation par un faisceau d'électrons, plusieurs types de réponses peuvent être enregistrés et analysés (émissions d'électrons secondaires, rétrodiffusés, transmis, Auger, RX) :

- électrons - électrons : images au microscope électronique ;
- électrons - RX : analyse élémentaire (cartographie d'éléments ou de composition chimique).

3.1.3.1 Définition et Principe

Le MEB est utilisé pour l'étude des phases minérales de petite taille (quelques microns à quelques dizaines de microns), pour les identifier mais également semi-quantifier leur composition chimique. Cet outil, utilisé classiquement pour des études sédimentologiques, dispose également de matériel permettant l'observation en cathodoluminescence. Le MEB permet d'obtenir des images de haute résolution de la surface d'un échantillon à analyser, en utilisant le principe des interactions électrons-matière. La microscopie électronique à balayage, MEB ou SEM⁶, se base sur la réémission de photons ou d'électrons secondaires suite au bombardement d'un faisceau d'électrons sur la surface de l'échantillon. Ces particules, ou rayonnement secondaire, apportent des informations sur la matière constitutive de l'échantillon, cf. figure 3.3.

6. SEM pour *Scanning Electron Microscopy*

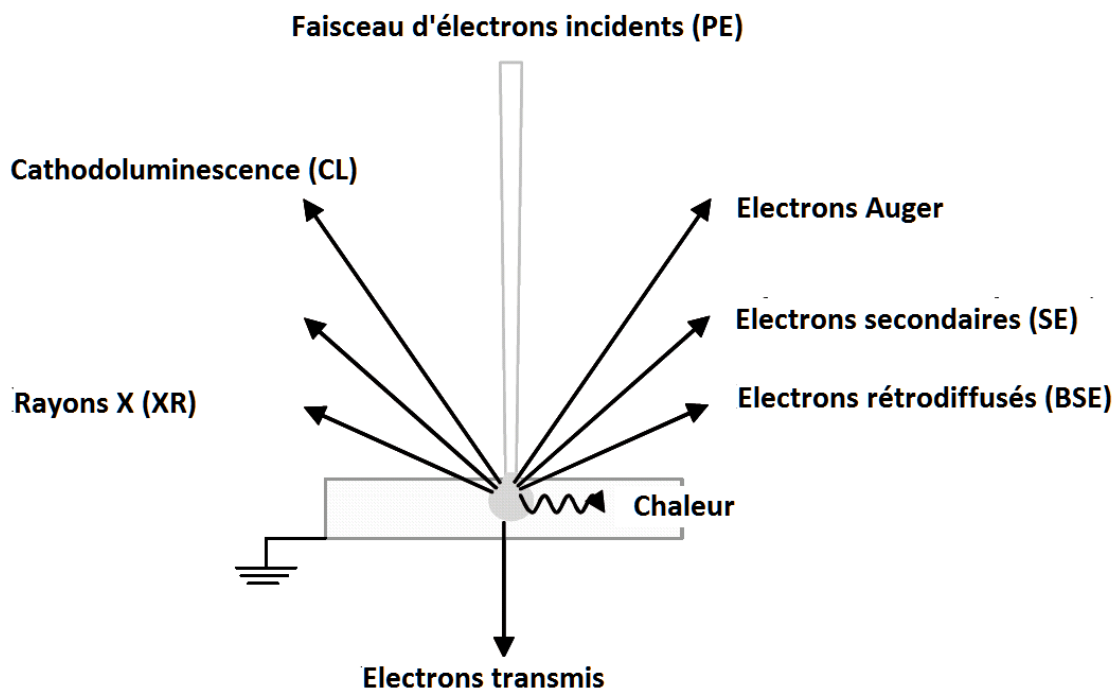


FIGURE 3.3 – Schéma du principe du MEB utilisé : interaction entre l'échantillon et l'électron primaire (PE).

Appareillage et Préparation des échantillons. Le matériel utilisé pour les observations au MEB, à l'Université de Lausanne (UNIL) à l'IPG⁷ est un CamScan MV2300, cf. figure 3.4. Ce dispositif est équipé d'un détecteur Everhart-Thornley permettant d'obtenir une imagerie de haute qualité. Il est également possible d'effectuer localement des microanalyses chimiques et d'acquérir des images de cathodoluminescence.

Les échantillons sont soit des sucres, soit des lames minces et sont fixés à un support. La lame mince doit être non recouverte, polie et recouverte d'une couche d'or de 4nm d'épaisseur en moyenne.

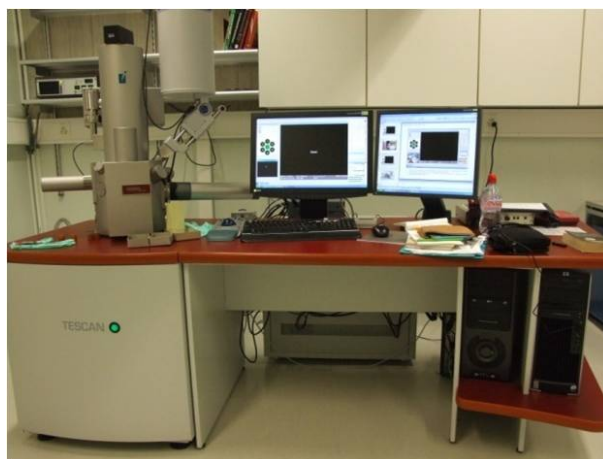


FIGURE 3.4 – Photographie du MEB utilisé, le CamScan MV2300 (Université de Lausanne).

7. Institut de Géologie et de Paléontologie.

3.1.4 Les inclusions fluides

Définition. Une inclusion fluide est une quantité de fluide qui a été piégée sous forme liquide, gazeuse ou supercritique pendant ou après la croissance d'un minéral hôte (Roedder 1984, Goldstein et Reynolds 1994, Bodnar 2003b, Courtier 2010). Les inclusions peuvent avoir différentes tailles, formes et contenir différentes phases (solide, liquide ou gazeuse). Ces différences sont fonctions des conditions de pression, de température et de composition du fluide lors du piégeage. Ainsi les inclusions fluides sont les témoins directs des fluides présents dans la zone de croissance d'un échantillon géologique et sont relativement fréquentes dans les minéraux des formations géologiques. Les minéraux hôtes les plus étudiés sont le quartz et la calcite (Roedder 1984).

Le classement des inclusions fluides repose sur le moment de piégeage du fluide dans le minéral hôte. On distingue ainsi les inclusions primaires, secondaires et pseudosecondaires, cf. figure 3.5.

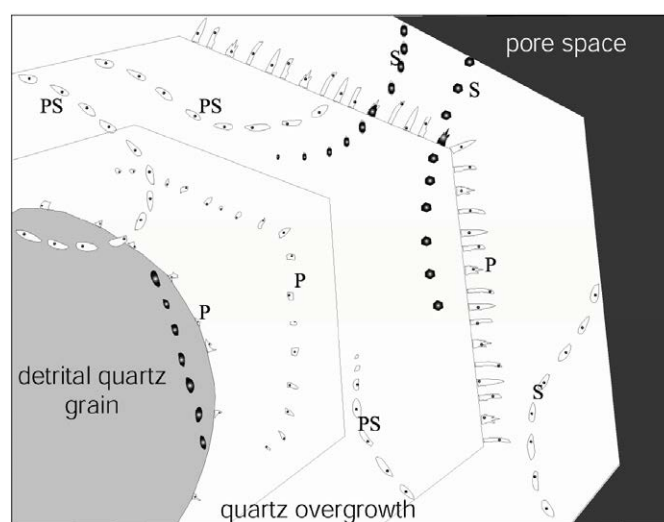


FIGURE 3.5 – Schéma représentatif des différents type d'inclusions fluides, Courtier (2010) modifié d'après Goldstein (2003).

P : Inclusions primaires ; PS : Inclusions pseudosecondaires ; S : Inclusions secondaires.

Les inclusions primaires. Elles ont été piégées tout au long de la croissance du minéral hôte et peuvent être considérées comme des accidents aléatoires dans la croissance du minéral hôte. Elles peuvent être isolées ou souligner les zones de croissance du cristal (figure 3.5, IF labellisées P).

Les inclusions secondaires. Le piégeage s'est fait après la phase de croissance du minéral hôte. Contrairement aux précédentes, elles définissent des plans qui recoupent les zones de croissance du cristal (figure 3.5 IF labellisées S). Soumis à des contraintes tectoniques, le minéral se fracture et piège le fluide ambiant par cicatrisation de la microfracture (Tuttle 1949).

Les inclusions pseudosecondaires. Le piégeage a lieu si le cristal hôte est fracturé pendant sa croissance. Ce sont des inclusions fluides secondaires jusqu'au moment où le cristal recommence sa croissance (figure 3.5 IF labellisées PS).

On parle d'inclusions indéterminables (Goldstein 2003) quand les informations sont insuffisantes ou ambiguës pour déterminer avec précision l'origine des inclusions par rapport aux

phases de croissance du cristal hôte.

Méthodes d'analyse des inclusions fluides. L'étude des inclusions permet d'obtenir des renseignements sur la composition du fluide et les conditions de pression/température lors du piégeage. De nombreuses techniques analytiques, globales ou ponctuelles, destructives ou non, ont été développées afin d'analyser les informations contenues dans ces inclusions (Shepherd et Rankin 1998).

Les méthodes d'analyses globales, se basent sur l'étude de toutes les inclusions présentes dans l'échantillon et sont destructives. On distingue l'écrasement-lessivage (*crush-leach*) et la décrépitation-ICP (D-ICP). Ces deux méthodes présentent des risques d'échantillonnage incomplet pendant l'ouverture des inclusions notamment dans le cas de fluides hypersalins contenant des minéraux fils (Courtier 2010). Ces méthodes sont limitées car il est très difficile (et coûteux en temps) de s'assurer de l'homogénéité chimique des inclusions de l'échantillon.

Les méthodes d'analyses ponctuelles s'appliquent à une inclusion. Elles peuvent être destructives ou non et sont les plus pratiquées étant donnée les nombreux prérequis contraignants des analyses globales. Cinq types de méthodes sont les plus souvent utilisées comme la microspectrométrie Raman, l'étude par infrarouge à transformée de Fourier (FTIR), l'analyse par excitation X⁸, le LIBS⁹ (*Laser Induced Breakdown Spectroscopy*) et surtout la microthermométrie. On distingue la microthermométrie à basse et haute température. La microthermométrie à basse température est la méthode expliquée dans ce mémoire car utilisée ponctuellement sur un des deux cas d'étude.

La microthermométrie consiste à observer des changements de phases au sein des inclusions fluides lors de cycles de chauffage et de refroidissement, permettant de déterminer la nature du fluide (H_2O , CO_2) et de quantifier la proportion de sels majeurs dans la phase aqueuse ou d'autres composants dans la phase gazeuse.

L'objectif de la microthermométrie à basse température (ou microcryométrie) est d'obtenir la composition chimique des fluides en étudiant les températures de fin de fusion des glaces formées lorsque les inclusions sont soumises à des températures inférieures à 0°C. Ces valeurs renseignent sur la nature des sels présents en solution ainsi que leur concentration dans le fluide (Courtier 2010).

La lame épaisse (30 à 80 μm) double polie est placée sur une platine chauffante et réfrigérante couplée à un microscope optique. Les inclusions fluides sont rapidement refroidies (de -50 à -80°C/min) grâce à l'azote liquide afin de solidifier le contenu de l'inclusion. Pendant le retour vers la température ambiante, les températures de début et de fin de fusion de glace peuvent être mesurées précisément en utilisant des allers-retours successifs de température. Dans le cas qui nous intéresse (inclusions fluides aqueuses simples non saturées) les températures de début et de fin de fusion de la glace nous renseignent sur la nature des sels présents en solution ainsi que leur concentration dans le fluide (Roedder 1984).

L'objectif de la microthermométrie à haute température (supérieure à la température ambiante) permet de mesurer la température d'homogénéisation¹⁰ de l'inclusion. C'est une in-

8. L'utilisation des rayons X permet de faire une analyse non destructive, multi-élémentaire et quantitative de la composition des inclusions fluides (Vanko et al. 1993).

9. LIBS : méthode destructive basée sur l'analyse des photons émis par le plasma créé lors d'une ablation laser.

10. La température où deux phases de l'inclusion donnent une seule et même phase fluide.

dication de la température minimum de piégeage de l'inclusion : le fluide étant homogène lors de son piégeage (voir les critères de Roedder, (Roedder 1984)) sa température était alors supérieure ou égale à la température d'homogénéisation de l'inclusion.

Appareillage d'observation. L'étude des inclusions est ardue dans des minéraux peu ou pas transparents. L'utilisation de lames minces à épaisses (30 à 80 μm) est souvent nécessaire mais limite la taille des inclusions présentes. En revanche, l'observation sur lame polie est conseillée pour de l'étude pétrographique des inclusions afin de déterminer leur chornologie relative.

3.1.5 L'analyse par diffraction de rayons X

Définition et Principe. La diffractométrie de rayons X (XRD) est une technique d'analyse fondée sur la diffraction des rayons X par la matière cristalline (interaction rayonnement-matière), cf. figure 3.6. Les rayons X sont des ondes électromagnétiques qui provoquent un déplacement du nuage électronique par rapport au noyau dans les atomes. Les oscillations induites provoquent une réémission d'ondes électromagnétiques de même fréquence, ce phénomène est appelé diffusion de Rayleigh (Moore et Reynolds 1997, Gu 1999, Hecht 2002).

Lorsque l'on bombarde un cristal avec un rayonnement (ici électromagnétique) dont la longueur d'onde est du même ordre de grandeur que la distance inter-atomique, il se produit un phénomène de diffraction. Cette technique permet d'accéder aux distances inter-réticulaires de chaque espèce cristalline en bombardant avec un faisceau de rayons X un échantillon préalablement réduit en poudre.

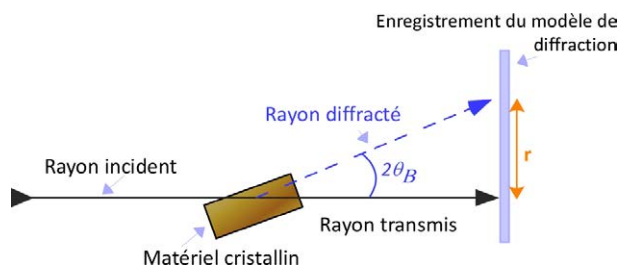


FIGURE 3.6 – Schéma simplifié du principe de la diffraction.

La XRD est une technique destructive souvent utilisée pour :

- Identifier l'orientation et les phases cristallines,
- Déterminer les propriétés structurales du cristal (taille, forme, stress interne régional),
- Mesurer l'espacement moyen entre les couches atomiques,
- Déterminer l'arrangement atomique.

Méthode et spécificités. L'échantillon étudié est sous forme d'une poudre aplanie dans une coupelle ou bien sous la forme d'une plaquette solide. Une fois le bombardement de rayons X effectué sur l'échantillon, un détecteur fait le tour de l'échantillon pour mesurer l'intensité des rayons X. L'analyse par XRD a été effectuée à l'université de Lausanne, sous la responsabilité de T. Adatte. La matériel utilisé est un diffractomètre pour poudre de type ARL Thermo X'tra, ses caractéristiques permettent d'obtenir une résolution de faible angle où les pics de valeurs peuvent être observés jusqu'à 0.5° . L'instrument est également équipé d'un détecteur de solide de type Peltier-refroidi Si(Li).

Les positions des pics des différents carbonates sont déterminées après étalonnage sur des échantillons calibrés. L'identification des phases cristallines se fait par comparaison avec des fichiers de référence. Cette technique semi-quantitative permet de relier l'intensité du pic et la fraction minérale dans l'échantillon.

3.1.6 L'analyse par spectrométrie de fluorescence X

Définition et Principe. La spectrométrie de fluorescence X (XRF) est une méthode d'analyse chimique utilisant une propriété physique de la matière, la fluorescence de rayons X. En bombardant la matière avec des rayons X, la matière réémet de l'énergie notamment sous forme de rayons X. Ce phénomène est appelé fluorescence X ou émission secondaire de rayons X. Le spectre de rayons X obtenu permet de déterminer la composition élémentaire de l'échantillon c'est-à-dire les concentrations massiques en éléments. Les éléments sont souvent présents sous la forme de composés (molécules, cristaux polyatomiques) et sont souvent exprimés en pourcentage de composés (ou en concentrations en oxyde).

Méthode. Les dosages se font sur des pastilles de poudre pressées de 4 cm de diamètre (dosage des éléments traces, cf. figure 3.7) ou sur des pastilles fondues (pour les éléments majeurs). Les analyses ont été effectuées au laboratoire de l'ISTE de l'Université de Lausanne au centre d'analyse minérale (CAM) sous la responsabilité de J.-C. Lavanchy. Les mesures ont été réalisées avec un tube RX à anode au Rhodium (Rh); les limites de détection se situent à environ 0.01 % pour les éléments majeurs et de 1 à 5 ppm pour les éléments traces.

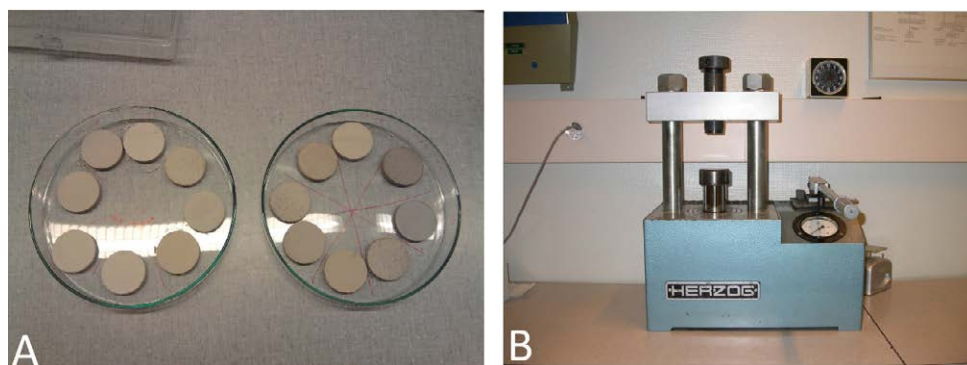


FIGURE 3.7 – Dosage des éléments traces par fluorescence X. A) Représentation des pastilles pressées et B) de la presse utilisée au centre d'analyse minérale (CAM, Unil).

3.2 PRÉSENTATION DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES ISOTOPIQUES

3.2.1 Définition et Principe

Les données d'**isotopes stables**, en oxygène et carbone, sont très utilisées pour l'interprétation des dolomites et une fois combinées avec les données pétrographiques et les éléments traces permettent significativement d'élucider l'origine de ces roches. De manière plus générale, bien que souvent utilisées pour identifier le ou les types de fluides présents dans le milieu (marin, météorique, d'enfouissement), ces analyses sont précieuses pour l'étude diagénétique des carbonates de plateforme. En effet, ces derniers subissent de nombreux épisodes diagénétiques qui se reflètent sur le signal isotopique, du fait de leur proximité avec le continent et des zones de balancement du niveau relatif de l'eau de mer à plus ou moins haute fréquence et d'autres facteurs tels que la température ou encore la décomposition de la matière organique. Il est nécessaire de déconvoluer le signal et de bien échantillonner les données à analyser. En effet, une donnée prélevée sur une coquille de rudiste, dans la matrice ou en roche totale (*bulk*) ne donnera pas le même résultat et une interprétation équivalente.

L'analyse du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est utilisée pour identifier notamment le degré de mobilité des fluides diagénétiques et pour la datation.

3.2.2 Les méthodes d'analyses

Les analyses d'isotopes stables (oxygène et carbone) ont été réalisées à l'Université de Lausanne (UNIL) à l'Institut de Minéralogie et de Géochimie, sous la responsabilité de J.E. Spangenberg. Celles du strontium radiogénique ont été effectuées à l'Université de Genève (UNIGE) à la Faculté des Sciences, au Département de Minéralogie, sous la responsabilité de M. Chiaradia.

3.2.2.1 Échantillonnage

Généralement, les analyses sont effectuées sur les roches totales. Les échantillons sont broyés et l'analyse porte sur une quantité calibrée de poudre. Cette méthode est bien adaptée pour des échantillons homogènes, mais en revanche non idéale pour des échantillons hétérogènes de plateforme carbonatée. Les effets des phénomènes diagénétiques sont multiples, remplissages précoces et/ou tardifs, et peuvent fausser l'interprétation des résultats. C'est pourquoi, il est important que toute poudre analysée soit bien calibrée et identifiée (bulk, remplissage, fractures, matrice..) pour faciliter le traitement et déconvoluer les résultats d'analyses.

Pour les deux projets d'étude (Vercors et Italie), les analyses ont été faites sur roche totale, mais également à partir de poudres issues de micro-forages réalisés le plus souvent dans la matrice des échantillons ou dans des zones remarquables.

3.2.2.2 L'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Les isotopes stables de l'oxygène. L'oxygène se présente sous la forme de trois isotopes stables : ^{16}O , ^{17}O et ^{18}O . Ce sont exclusivement les isotopes de l'oxygène 16 et 18 qui sont utilisés du fait de leur plus forte proportion (99.763% et 0.199% respectivement, Garlick (1969)). Les molécules d'eau contenant de l'oxygène 18, ^{18}O , diffèrent sensiblement dans leurs propriétés physiques des molécules d'eau ordinaire H_2^{16}O et montrent une pression de vapeur légèrement plus basse impliquant un fractionnement isotopique¹¹ lors de l'évaporation ou de la condensation : du fait de la différence de masse entre l'oxygène 16 et 18, la vapeur d'eau en équilibre avec le liquide montre un déficit en isotopes lourds ^{18}O , tandis que la phase liquide montre un enrichissement en isotopes lourds ^{18}O (Friedman et O'Neil 1977). En effet, ce fractionnement dépend de la température. Les valeurs isotopiques sont exprimées en ‰ et peuvent être négatives ou positives.

Pour l'oxygène deux standards internationaux sont utilisés : le standard PDB (Pee Dee Belemnite, US Crétacé) utilisé pour l'analyse des sédiments ou de roches carbonatées et le standard SMOW (Standard Mean Ocean Water) communément utilisé pour l'analyse des fluides.

Les isotopes stables du carbone. Dans la nature, les principales sources du carbone sont la matière organique et les carbonates. La matière organique montre des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ¹² négatives allant jusque -29‰ , tandis que les carbonates marins ont des valeurs autour de 0‰ . Les phénomènes biologiques comme la photosynthèse, la décomposition et l'oxydation de la matière organique, induisent des modifications de la composition isotopique du carbone dans les carbonates (Moore 2001).

Utilisation. L'analyse du rapport isotopique du carbone et de l'oxygène est le plus souvent utilisée pour l'identification des paléotempératures et l'origine des fluides diagénétiques

11. Fractionnement isotopique = variations de la composition isotopique ou séparation partielle.

12. VPDB = Vienna Pee Dee Belemnite.

précipitant les ciments, cf. figure 3.8. Etant donné que les interprétations sont complémentaires, les isotopes du carbone et de l'oxygène sont souvent interprétés en diagramme croisé : l'oxygène décrit l'évolution de la température et la nature des fluides, tandis que le carbone définit l'importance de l'impact de la végétation et de la maturation de la matière organique lors de l'enfouissement notamment.

La signature isotopique en oxygène et carbone est également utilisée pour identifier les limites de séquences majeures. En effet, ces dernières sont associées à des surfaces de discontinuités soumises, le plus souvent, à des phénomènes de diagenèse précoces. En contexte d'émersion, de chute importante du niveau marin, des processus de dissolution/précipitation ont lieu sous l'action des eaux météoriques et continentales, entraînant des modifications de la composition isotopique des carbonates. L'analyse des isotopes dans ce contexte se révèle très utile, car elle permet d'identifier des anomalies diagénétiques associées à ces périodes d'émersion et les limites de séquence de dépôt.

De manière générale, les eaux météoriques présentent des compositions isotopiques faibles en ^{18}O et en ^{13}C , par rapport à l'eau de mer. Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ sont dues aux fractionnements isotopiques qui se produisent lors des processus de changement de phases (liquide-vapeur) généralement associés aux variations climatiques (Arthur et al. 1983), tandis que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ sont dues aux processus d'interaction eau-roche. Les carbonates qui précipitent, dans un fluide donné, présentent des compositions isotopiques qui reflètent ce fluide (Moore 2001).

Ainsi, les ciments qui précipitent à partir d'un fluide météoritique auront des compositions isotopiques faibles en ^{18}O et en ^{13}C par rapport à un ciment marin. Cette information est très utile pour l'étude des isotopes stables de l'oxygène et du carbone pour l'étude des environnements de dépôts des carbonates.

3.2.2.3 L'analyse de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

La composition isotopique du strontium des eaux marines passées peut être utilisée comme paramètre clé pour comprendre l'évolution du système terrestre. Les variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reflètent principalement l'apport croissant et décroissant du strontium des rivières (*flux continental*) par rapport à celui issu des systèmes hydrothermaux sous-marins (*flux du manteau*) (Veizer et al. 1999).

Les rapports isotopiques du strontium (Sr) peuvent être utilisés comme outils stratigraphiques de datation. En effet, la composition isotopique de l'eau de mer a varié au cours du temps et il existe des courbes de variation de ce rapport pour l'ensemble du Phanérozoïque et même au-delà (Veizer et al. 1999).

Connaissant l'âge d'un sédiment, si le rapport isotopique du strontium diffère de la valeur stratigraphique qui doit lui être associée, des altérations diagénétiques sont alors à prendre en compte comme la présence d'argile, de dolomitisation, d'un apport détritique, de recristallisation en environnement météorique, de dédolomitisation et/ou de phénomènes karstiques (Jones et al. 1994, Veizer et al. 1999; 1997).

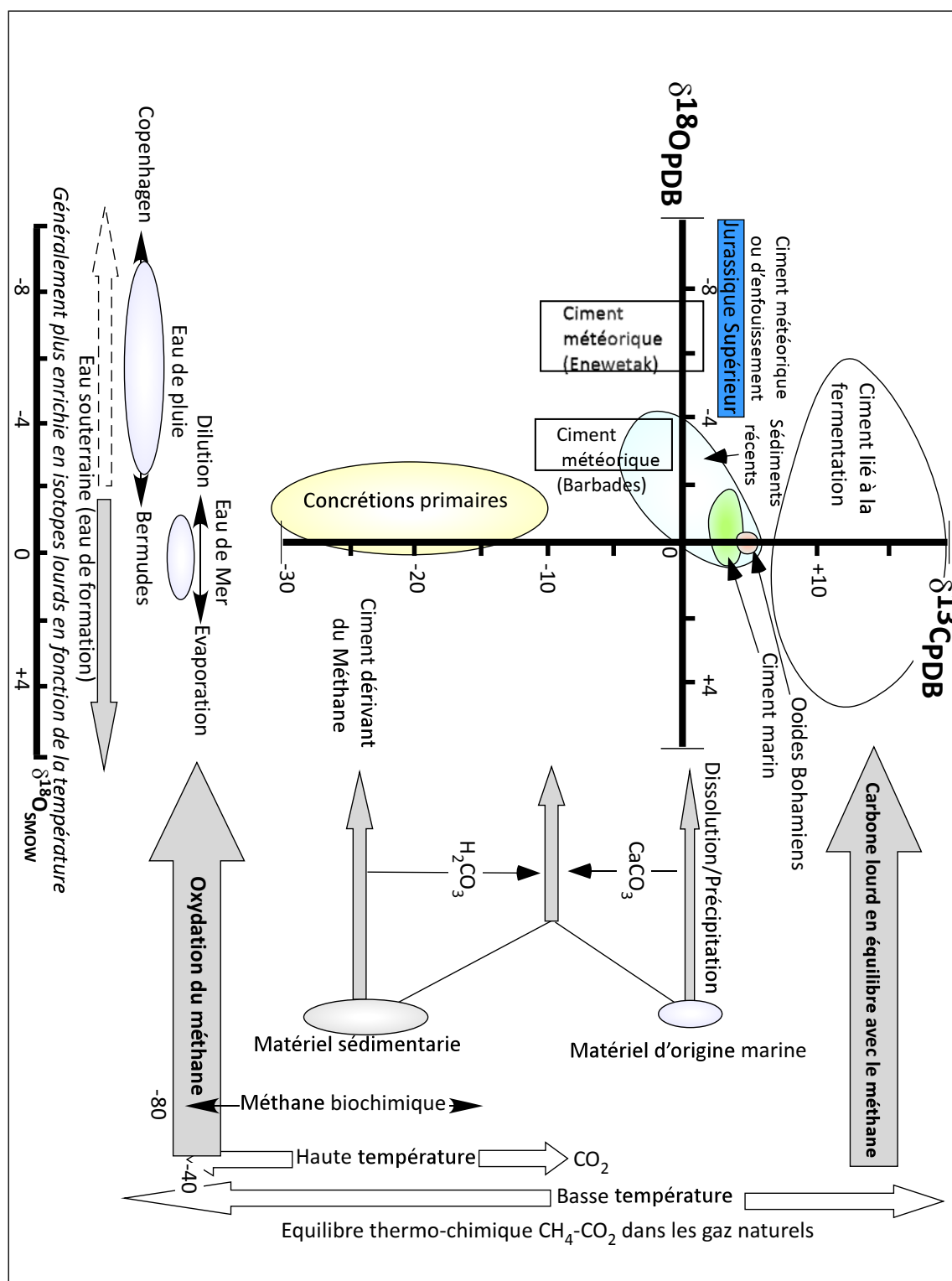


FIGURE 3.8 – Représentation de la distribution des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone dans les sédiments, ciments et roches carbonatées en fonction de différents facteurs, d'après Hudson, 1977, tiré de Moore (2001).

Deuxième partie

Modélisation des processus diagénétiques sur cas d'étude

CHAPITRE : 4

MODÉLISATION DE PHÉNOMÈNES DIAGÉNÉTIQUES PSEUDO-STRATIFORMES

Résumé du chapitre

Une étude diagénétique d'une portion de la section des Gorges du Nan, dans le Vercors (France), a été réalisée. Les travaux antérieurs sur ce secteur portaient essentiellement sur l'étude sédimentologique et stratigraphique des carbonates de la plateforme urgonienne. Ce secteur présente un certain nombre d'anomalies diagénétiques principalement liées aux phénomènes de dolomitisation et de dédolomitisation^a.

Une fois le travail analytique et l'élaboration du calendrier diagénétique réalisés et présentés sous forme d'un article (soumis), plusieurs mécanismes ou scénarios d'écoulement de fluides responsables de l'extension et de l'intensité des effets diagénétiques ont été envisagés.

La modélisation des processus diagénétiques a débuté tandis que l'histoire diagénétique n'était pas complètement achevée. Par conséquent, plusieurs hypothèses ont été émises quant à l'enchaînement des phases à reproduire. Les différences portent sur la disposition et la succession des phases de dolomitisation et de dédolomitisation. La représentation numérique de la phase de dolomitisation dans un premier temps a été effectuée sur l'outil en mettant en évidence les réflexions quant aux différents mécanismes susceptibles d'être responsable de sa formation. Cette phase est particulièrement détaillée étant donné qu'elle conditionne les prochaines phases diagénétiques. La dolomite n'est préservée qu'à de rares endroits, plusieurs scénarios ont été envisagés et simulés pour essayer de reproduire l'effet de la dolomitisation.

Les résultats obtenus ont été au final comparés avec les observations faites sur l'affleurement et les valeurs relatives estimées. Les phases suivantes ont été simulées à partir des résultats des modèles d'écoulement de la phase de dolomitisation les plus pertinents et ont permis de vérifier la sensibilité de certains paramètres clés comme l'indice du fluide. La paramétrisation des réactions s'est essentiellement basée par sur une équation qui conjugue les proportions minéralogiques initiales et finales avec les paramètres clés mathématiques des réactions diagénétiques comme l'indice de réactivité des faciès, le nombre de pas de temps nécessaires.

L'intérêt de cette étude est double. Tout d'abord être capable de reproduire des phénomènes diagénétiques à petite échelle (leur géométrie par exemple à l'échelle centimétrique) a été un des objectifs. En effet, la modélisation des processus sur ce secteur est à l'échelle de la section à savoir du 1D (voir 1D étendu). De plus, élaborer des scénarios pour la phase de dolomitisation et les tester sur l'application a permis de reproduire des hypothèses et de discuter leur pertinence.

a. Remplacement de la dolomite par de la calcite.

4.1 DESCRIPTION DU CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

4.1.1 Contexte géographique

LE secteur étudié est localisé dans le Vercors appartenant aux chaînes sub-alpines. Au Crétacé inférieur, de nombreuses plateformes carbonatées se forment, en périphérie septentrionale du grand bassin Vocontien du Sud-Est de la France.

Pendant le Jurassique, les carbonates de plateforme sont localisés sur le secteur du Jura-Bas Dauphiné et de la Provence, cf. figures 4.2 et 4.3. A partir du Jurassique supérieur, trois grandes phases se distinguent (Arnaud 1981) :

- Jusqu’au Valanginien inférieur, la progradation de la plateforme est relativement faible mais régulière autour du bassin dauphinois ;
- Au Valanginien supérieur et à l’Hautérivien, l’élévation importante du niveau relatif de la mer se traduit par l’individualisation d’une plateforme noyée, sur laquelle se déposent des marnes et calcaires argileux à céphalopodes, puis des calcaires bioclastiques et oolithiques. A ce stade, la bordure de la plateforme évolue d’une barrière à une rampe à talus distal ;
- Le Barrémien et l’Aptien inférieur marquent le retour à une sédimentation carbonatée de plateforme, avec l’abondance de rudistes. Ces derniers caractérisent la formation urgonienne, suite à la crise barrémienne qui se caractérise dans ces massifs sub-alpins septentrionaux par :
 - L’apparition de faciès carbonatés de plateforme sur des couches hémipélagiques,
 - Des modifications paléogéographiques importantes comme des sauts de progradation, ou des rétrogradations de grande amplitude.

La crise barrémienne est probablement tectonique et liée aux rejeux des failles de l’Isère et de la Menée, qui se caractérisent par l’effondrement relatif des compartiments SE et le soulèvement des compartiments NO avec l’émersion de la plateforme du Jura-bas Dauphiné (Arnaud 1981). Cette émersion entraîne l’apparition de dépôts de plateforme interne, peu profonds et relativement confinés, constitués principalement de faciès à rudistes et conduisant à la mise en place des calcaires urgoniens, cf. figure 4.1.

A partir du milieu de l’Aptien inférieur, la sédimentation carbonatée de la plateforme urgonienne cesse du fait d’une importante remontée du niveau marin. Cette époque est également marquée par une nouvelle crise environnementale (événement anoxique de Selli, OAE 1a)(Baudin et al. 1998, Malinverno et al. 2010).

4.1.2 Principaux caractères structuraux du Vercors

Le bassin Vocontien est subdivisé en trois domaines structuraux séparés par deux failles majeures : la faille de Menée à l’ouest et la faille de Jocou-Bonneval à l’est, (Arnaud 1981) :

- Le Vercors au NO, caractérisé par l’importance de plis Mio-Pliocène et l’absence de plis antésénoniens. Cette région est celle où se développe la dalle calcaire de la plateforme urgonienne,
- La zone de Borne au centre, aussi nommé le Diois oriental, marquée par une succession de plis est-ouest réguliers,

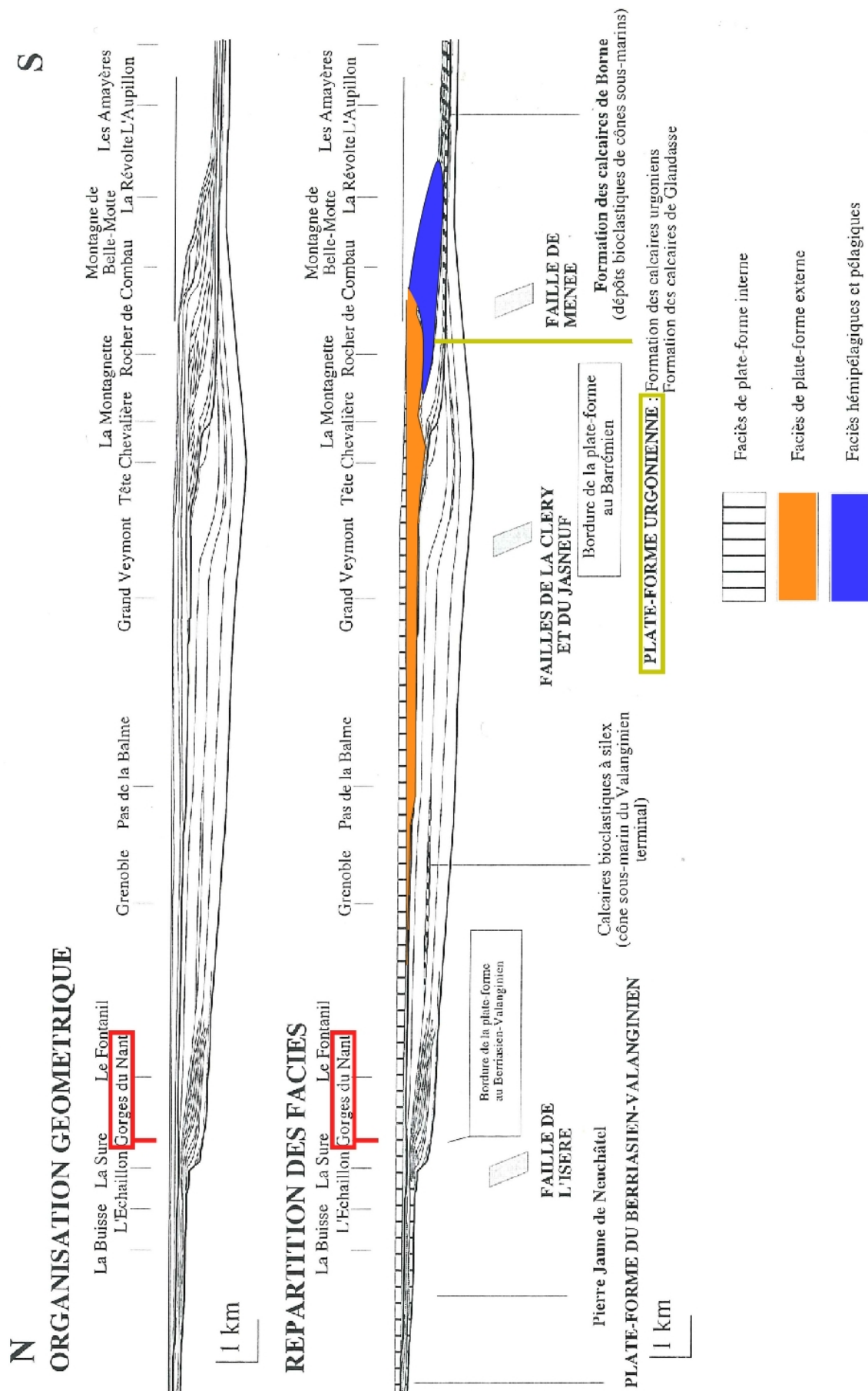


FIGURE 4.1 – Coupe paléogéographique schématique du Crétacé inférieur entre la vallée de l'Isère et le bassin vocontien, d'après Arnaud et Argot (2000).

- Le Devoluy à l'Est, caractérisé par des systèmes de plis liés à une tectonique polyphasée.

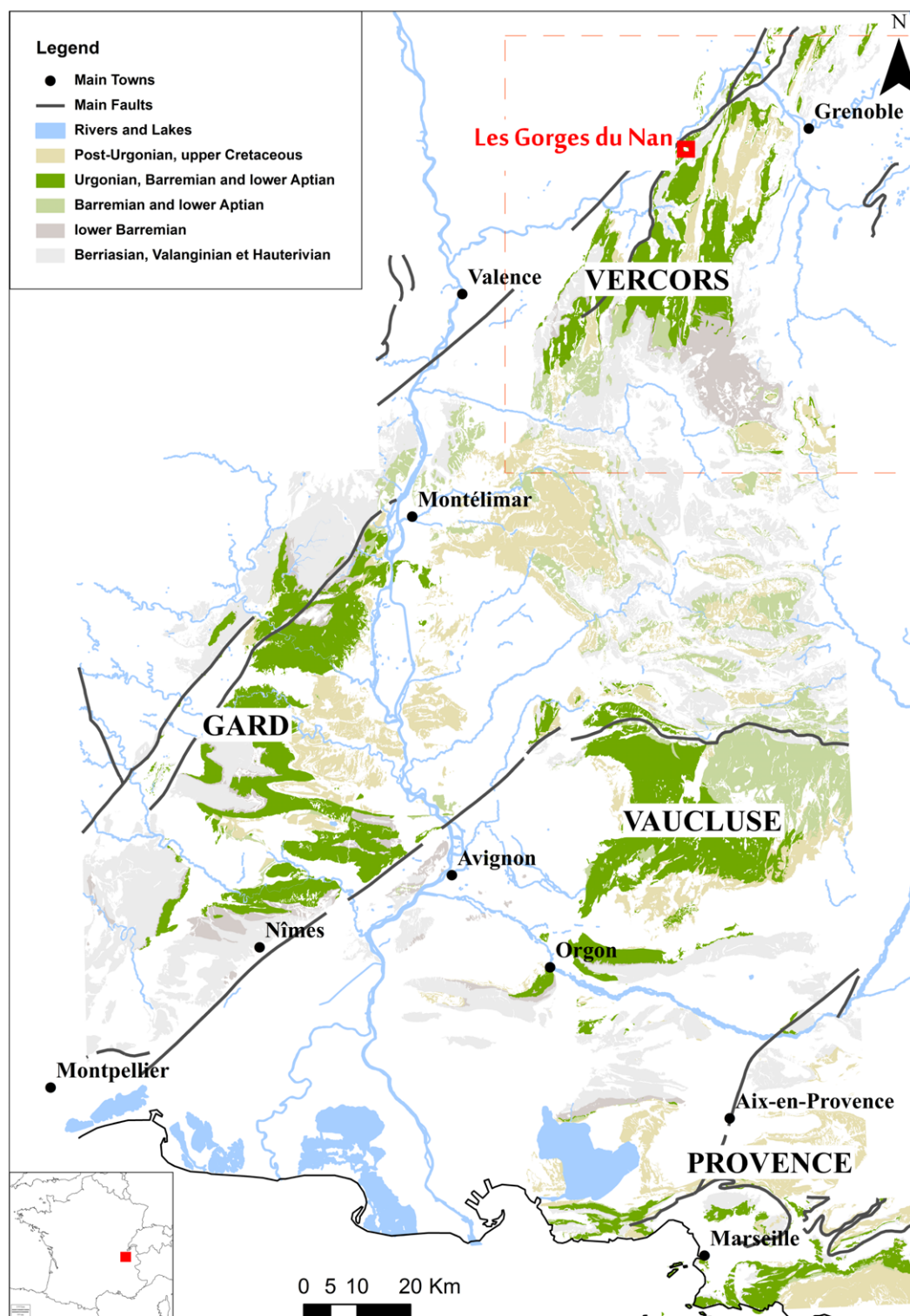


FIGURE 4.2 – Carte géologique du sud-est de la France, d'après F. Bastide (2012). Le rectangle en pointillé orange correspond au secteur de la figure 4.3.

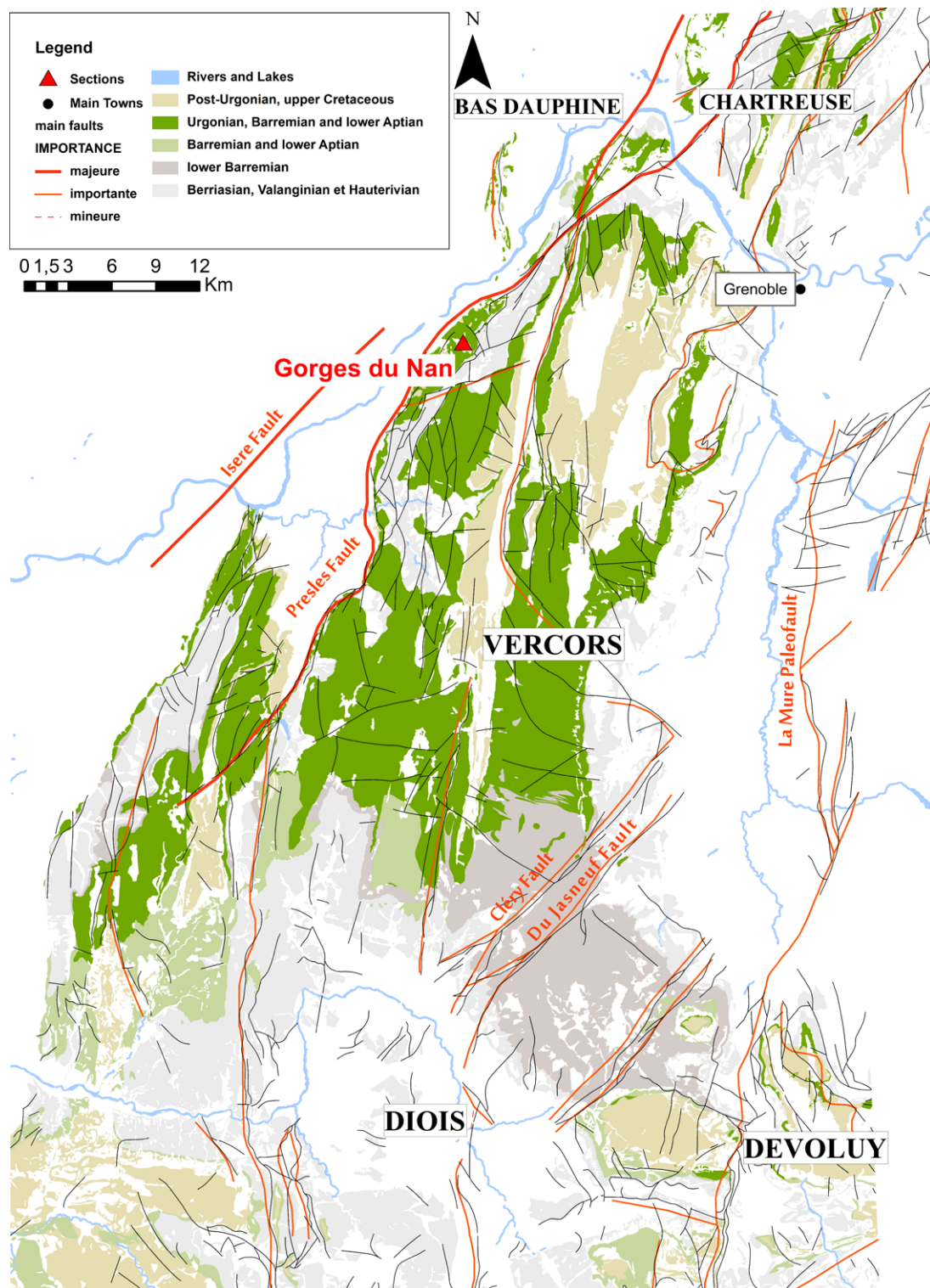


FIGURE 4.3 – Carte géologique de la région du Vercors et localisation de la zone d'étude, modifiée d'après F. Bastide (2012).

4.2 DESCRIPTION SÉDIMENTOLOGIQUE DE LA ZONE ÉTUDIÉE

4.2.1 Coupe de référence des Gorges du Nan

La coupe des Gorges du Nan est située au Nord du Vercors sur le flanc NO de l'anticlinal NE-SO du Nan, qui borde la faille de l'Isère, cf. figure 4.3. Ce secteur est caractérisé par des dépôts carbonatés de la plateforme urgonienne. La coupe se trouve le long de la route qui relie Cognin-les-Gorges à Mallevall. Elle a été levée et échantillonnée la première fois par A. Arnaud-Vanneau (1980).

Selon Arnaud-Vanneau (1980), les calcaires de la formation de l'Urgonien du Vercors, correspondent aux couches au-dessus des marnes de Fond Froide. Cette formation est bornée à son sommet par la base de la couche supérieure à Orbitolines et à sa base par la surface d'inondation maximum (mfs B3) de la séquence B3, cf. figures 4.4 et 4.5. Cet intervalle est subdivisé en trois parties :

- A la base : le membre inférieur des calcaires urgoniens représenté par le prisme de haut niveau de la séquence B3, et des séquences B4 et B5 ;
- Une zone intermédiaire, caractérisée par la couche inférieure à Orbitolines constituant l'intervalle transgressif (TST) de l'Aptien ;
- Au sommet : le membre supérieur des calcaires urgoniens caractérisé par le prisme de haut niveau de l'Aptien (A1) surmontée par la couche supérieure à Orbitolines.

Ce secteur est le lieu d'anomalies diagénétiques localisées sous la limite de séquence B3 et également aux limites de paraséquence à la base de la séquence B4. En effet, dans les Gorges du Nan des phénomènes de dolomitisations complexes et de dédolomitisation, ainsi que la présence de cavités karstiques ont été identifiés. Après avoir décrit le contexte stratigraphique et sédimentologique de la portion de coupe étudiée, une description détaillée des phénomènes de dolomitisation-dédolomitisation a été réalisée afin de comprendre l'enchaînement des phases majeures à modéliser.

Comme précédemment mentionné, la coupe des Gorges du Nan a été étudiée à plusieurs reprises. La description sédimentologique se base sur les travaux réalisés par Arnaud-Vanneau (1980), Raddadi (2004), Adatte et al. (2005). La section de coupe étudiée correspond au sommet de la séquence B3 et à la base de la séquence B4 de la formation des calcaires urgoniens. Les principaux faciès de cette portion étudiée correspondent à des faciès de la plateforme interne et à trois familles de faciès bioclastiques de la plateforme externe. La figure 4.6 illustre les principales familles de faciès de la plateforme carbonatée des calcaires urgoniens définient (famille de faciès) par A. Arnaud-Vanneau (1980).

4.2.2 Les faciès de bassin et de la plateforme externe

Les familles de faciès de bassin (Fo à F2). Ces dernières correspondent à des sédiments déposés dans des milieux calmes, situés en dessous de la limite inférieure d'agitation due aux vagues (*fair weather wave base* ou FWWB) et regroupent trois familles de faciès :

- La famille de faciès Fo regroupe les faciès pélagiques (micrites à Calpionelles¹, micrites à Radiolaires² et ammonites³) ;

1. Microfossiles appartenant aux protozoaires (êtres vivants unicellulaires).

2. Protozoaires marins abondant dans le plancton et possédant un squelette siliceux.

3. Invertébrés constituant une famille appartenant à l'embranchement des Mollusques.

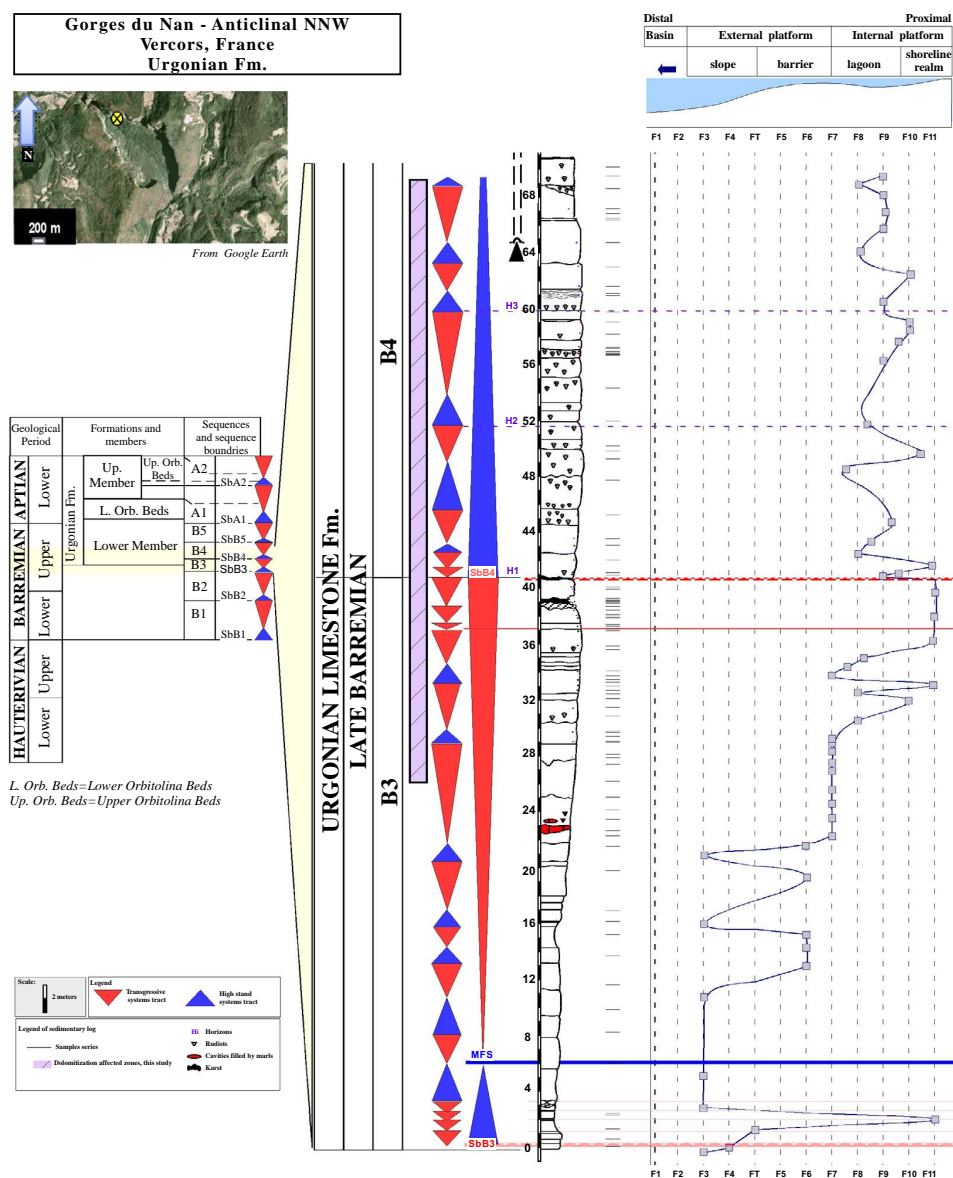


FIGURE 4.4 – Log sédimentaire de la zone étudiée de la coupe des Gorges du Nan (Vercors), modifié d'après Arnaud-Vanneau (1980), Raddadi (2004).

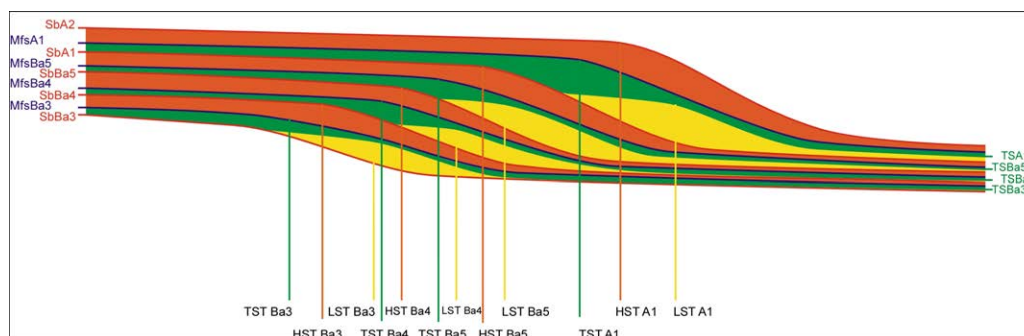


FIGURE 4.5 – Profil général de la série urgonienne, d'après F. Bastide (2013, travaux personnels).

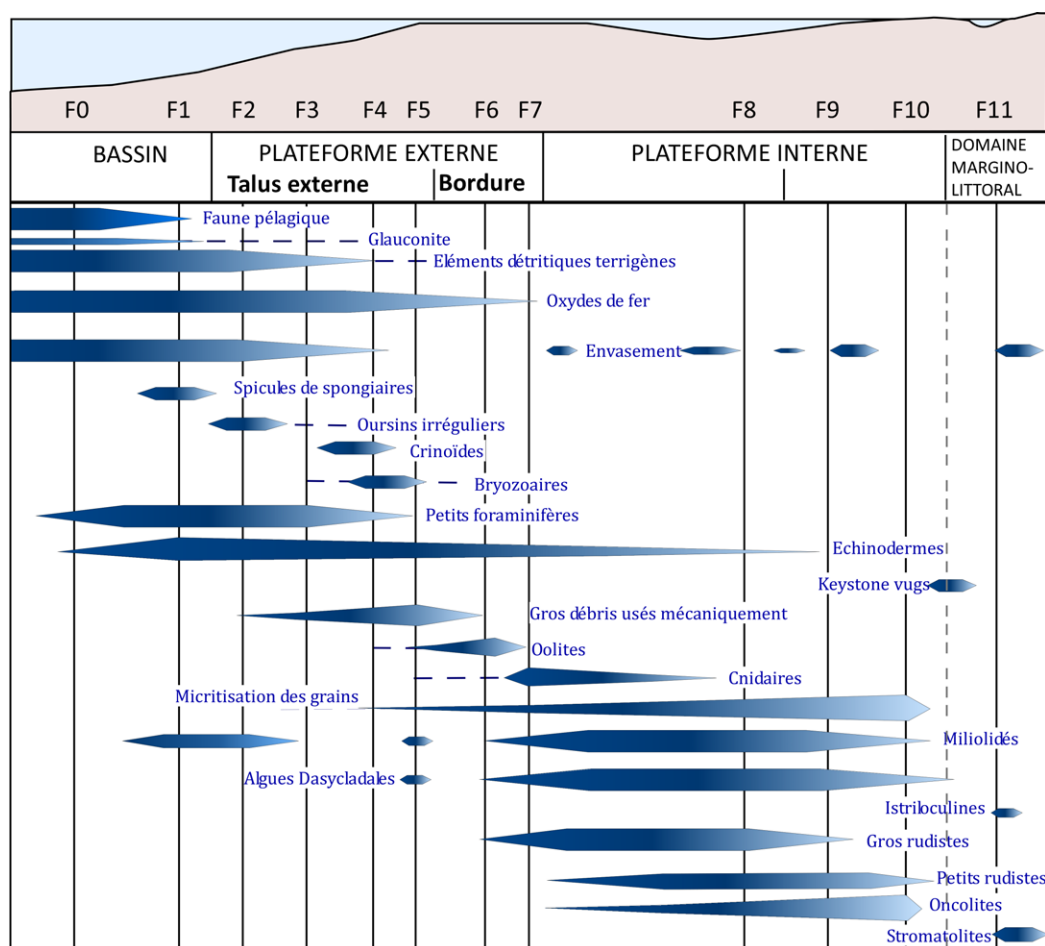


FIGURE 4.6 – Répartition des principaux éléments constituant les plateformes carbonatées du Crétacé Inférieur d'après Arnaud-Vanneau (1980).

- La famille de faciès F1 regroupe les faciès hémipélagiques, caractérisés par les micrites et biomicrites à spicules de spongiaires, déposés dans les milieux principalement circalittoraux⁴ de la partie distale du talus externe ;
- La famille F2 est présente sur des rampes faiblement inclinées et surtout sur les plateformes noyées. Ces faciès sont associés à des ensembles mal lités de calcaires, la macrofaune peut y être abondante avec essentiellement des oursins de la famille des Spatangidés, des bivalves fouisseurs et une microfaune de petits foraminifères⁵ (*Glomospira*, *Textularia*, *Nodosariidés*).

Les familles de faciès bioclastiques de la plateforme externe (F3 à F7). Ces faciès correspondent à des sédiments, déposés dans des milieux de moins en moins profonds et localisés dans les zones circalittorale et infralittorale. Ils sont le plus souvent subdivisés en deux ensembles d'après leur localisation :

- Les faciès F3 à F5 généralement présents en aval du talus externe ;
- Les faciès F6 et F7 présents en sommet du talus externe.

La **famille de faciès F3** correspond à des dépôts d'environnements calmes et relativement profonds de la plateforme externe. Ces faciès sont caractérisés par la fréquence de débris d'échinodermes avec de nombreux péloïdes⁶ et des petits foraminifères benthiques.

La **famille de faciès F4** se développent sur les plateformes noyées et correspondent à des dépôts au voisinage de fonds durcis. La plupart des bioclastes présents sont des formes fixées (bryozoaires⁷ et crinoïdes⁸) vivant dans des milieux animés par les courants.

La **famille de faciès F5** correspond à des bioclastes grossiers déposés dans des milieux ouverts, soumis généralement à un hydrodynamisme constant dû à la houle et aux courants dominants. Ils sont caractérisés par l'abondance de bioclastes variés (bryozoaires, bivalves, échinodermes, brachiopodes), de gros foraminifères comme les Orbitolinidés⁹, (Arnaud-Vanneau 1968), et d'algues dasycladales¹⁰ infralittorales.

La **famille de faciès F6** correspond aux faciès oolitiques, souvent dépourvus de microfaune, c'est-à-dire des dépôts de petits bancs localisés au voisinage de la bordure de plateforme. Le coeur des oolites présente fréquemment des fragments d'algues dasycladales ou de foraminifères.

La **famille de faciès F7** correspond aux faciès à coraux ou madréporaires développés dans les milieux de bordure de plateforme. Les bioclastes sont essentiellement représentés par des madréporaires, des cnidaires et de gros bivalves.

4. Zone de rivage située entre la zone infralittorale (50 mètres) et le talus continental (à partir de 200 mètres de profondeur).

5. Protozoaires dont le test comprend une ou plusieurs chambres et présente un ou plusieurs orifices ou foramen. Deux catégories de foraminifères se distinguent selon leur mode de vie benthique (sur ou dans les sédiments) ou planctonique (en suspension dans l'eau localisé dans la zone photique ou épipélagique).

6. Terme général pour désigner un allochème micritique (pellet ou intraclaste).

7. Colonies d'animaux microscopiques encroûtantes fixées au substrat.

8. Echinodermes marins fixés au substrat par un pédoncule.

9. Famille caractérisée par les orbitolines, foraminifères marins du Crétacé. Ce sont des Protozoaires coniques à test imperforé constitué d'un empilement de loges de diamètres croissants.

10. Algues vertes de l'embranchement des Chlorophytes.

4.2.3 Les faciès de la plateforme interne (F8 à F11)

Ces faciès sont caractérisés par l'importance d'éléments micritisés, souvent disposés en bancs épais, massifs et généralement dépourvus d'éléments détritiques. Sur cette plateforme, deux zones se distinguent, associées à l'éloignement du domaine continental :

- Un secteur (regroupant les faciès F10, F11) caractérisé par des éléments d'environnement confiné avec une activité bactérienne et algaire dominante, et un peuplement de faune réduit (foraminifères) et de petites dimensions. Ces faciès présentent souvent des évidences d'émersion ;
- Un secteur plus externe (regroupant les faciès F8, F9) où le confinement est peu marqué par rapport au secteur précédent. Caractérisé par des sédiments sableux ou vaso-sableux, les rudistes et miliolidés sont prépondérants avec parfois des espèces de grands foraminifères du domaine infralittoral.

La famille de faciès F8 (faciès à grands rudistes et grands foraminifères), correspond à des faciès granulaires pelloïdaux plus ou moins micritisés déposés en milieux protégés mais peu confinés avec de nombreux clastes de bivalves et favorables aux organismes tels que des grands rudistes, miliolles, grands foraminifères, algues dasycladales.

La famille de faciès F9 (biosparites et biomicrites à petits rudistes et miliolidés), correspond à des faciès de lagon relativement confinés présentant une diminution d'espèces et un accroissement de l'action bactérienne et algaire.

La famille de faciès F10 : biosparites et biomicrites à oncolites, micrites à *algal mats*¹¹ et stromatolites¹². Ces caractéristiques définissent un milieu où le confinement est très important, souligné par la disparition presque totale de la faune et la prépondérance de l'activité bactérienne (stromatolite) et algaire (*algal mats*).

La famille de faciès F11 regroupe les faciès marqués par des périodes d'émersions ou des milieux de dépôt pouvant temporairement être émergés. On trouve ainsi des faciès micritiques à *bird's eyes*¹³, des faciès de plage comme les faciès à *keystones vugs*¹⁴, ou encore des faciès d'émersion avec des sparites à ciments asymétriques. Il faut préciser que ces faciès ne caractérisent pas forcément une paléogéographie donnée. Ils décrivent plutôt un épisode émergésif pouvant se déplacer en milieu de plateforme interne, voire même en bordure de plateforme.

11. Tapis algaires.

12. Tapis de pierre, en grec, formation rocheuse calcaire en forme de chou-fleur. Structures bio-construites par l'activité bactérienne dominée par les cyanobactéries.

13. Structures oreillées, ce sont des cavités dues à l'échappement de gaz formé par décomposition de la matière organique.

14. Structures similaires en taille et forme aux structures fenestrées (cavités) irrégulières présentes essentiellement dans les sédiments de plage.

4.3 L'ÉTUDE DIAGÉNÉTIQUE DE LA ZONE ÉTUDIÉE DES GORGES DU NAN

Cette section correspond à un article qui sera soumis à la revue *Sedimentary Geology*. Elle présente le travail analytique effectué sur la portion de coupe étudiée des Gorges du Nan. Cet article tente de mettre en évidence la complexité des processus diagénétiques présents (phases de dolomitisation et de dédolomitisation multiples) sur ce secteur et la difficulté de répondre aux modèles responsables de ces phénomènes.

Une description complémentaire des phénomènes diagénétiques suit cette section.

Dolomitization-dedolomitization events in Urgonian platform carbonate (late Barremian-early Aptian), South-eastern France

C. PLANTEBLAT^{a1}, A. ARNAUD-VANNEAU^{b2}, T. ADATTE^{c3}, K.B. FÖLLMI^{c4}, A. VIRGONE^{a5}, A.M. BOULLIER^{d6}, G.J. MASSON-NAT^{g7}

^a*TOTAL, EP, CSTJF 64 018 Pau, France*

^b*Association Dolomieu, 38 000 Grenoble, France*

^c*University of Lausanne, CH-1015 Lausanne, Switzerland*

^d*CNRS - Joseph Fourier University, ISTerre, 38 000 Grenoble, France*

ABSTRACT :

Urgonian platform carbonate (Barremian- early Aptian) have been studied along a section in “Les Gorges du Nan”, in the north-westerb part of the Vercors in south-eastern France. This section is characterized by a platform facies predominantly composed of rudist wackestone and bioclastic/ooid grainstone. Several diagenetic anomalies have been detected and located at and near the sequence and parasequence boundaries of this section, which are mainly related to dolomitization and dedolomitization events. Petrographic observations by cathodoluminescence microscopy, bulk rock stable-isotope and strontium-isotope analyses have been performed to improve the understanding of the dedolomitization events that occurred in the Urgonian limestone. Mineralogical analyses and thin-section observations confirm a pervasive mimetic dolomite replacement by calcite.

Three zones have been described to improve the understanding of dedolomitization events and resulting alteration features: (1) the top of a high stand systems tract of a sequence (B3), which is partially dolomitized/dedolomitized affecting mainly the muddy matrix. (2) An interval below a sequence boundary SB B4 which has been entirely dolomitized and subsequently calcitized, which is characterized by former dolomite crystals with dark-brown coating and bands along their rim and/or core. (3) The bottom of a transgressive systems tract of the following sequence (B4), which is characterized by both previously, mentioned former dolomite crystals with a preservation of a secondary porosity inside dedolomite rhombs. At least three dolomitization stages separated by dedolomitization events have been observed based on the petrographic characteristics and position along the section studied.

The petrographic analysis suggests a continuous growth of the initial dolomite crystals, which may show multiple events of dolomite precipitation. In such cases, the rims and cores of dolomite crystals are commonly rich in iron. This indicates that interstitial solutions have allowed the incorporation of Fe ions within the growing dolomite crystals under reducing conditions. The presence of these zoned dolomite rhombs is often limited to the top of parasequence cycles. Because of similarities in fabric, both the last dolomite events and dedolomite stages are probably associated with closely related diagenetic events.

Most oxygen isotopic data values fall within a range of -5.5 to -7.5 ‰ with a mean around -6.5 ‰ (bulk rock and cements). By contrast the $\delta^{13}\text{C}$ data show a wide range of values +2.5 to -6.5 ‰ suggesting an evolution in fluids toward meteoric water composition. The limestone of this section shows both a depletion in carbon and oxygen-isotope values in locations below surfaces showing evidence for subaerial exposure. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analyses exhibited no significant variations (0.707531 to 0.707605), except for some specific positions such as sequence boundary bulk-rock. These values are consistent with estimated Barremian seawater whereas the most radiogenic Sr (highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7078-0.708803) matches zones highly affected by diagenesis (dolomitization, dedolomitization, dissolution phases, cementation of blocky calcite). Strontium-isotope values indicate an influence of non-contemporaneous fluids.

Keywords: dolomitization, dedolomitization, carbonate platform, Urgonian limestone.

¹ *cplanteblat@yahoo.fr, +33 6 63 15 26 22*

² *annie.arnaud@orange.fr,*

³ *thierry.adatte@unil.ch,*

⁴ *karl.follmi@unil.ch,*

⁵ *aurelien.virgone@total.com,*

⁶ *anne-marie.boullier@ujf-grenoble.fr,*

⁷ *gerard.masssonnat@total.com.*

1. INTRODUCTION

The dedolomitization term refers to the process of dolomite replacement (calcitization of dolomite) due to fluid interaction with high $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ ratios (Von Morlot, 1847). Dedolomitization occurs in a wide range of diagenetic environments involving different types of dolomite precursors and different flow mechanisms (Braun and Friedman, 1970; Back *et al.*, 1983; Budai and Lohmann, 1984; Holail *et al.*, 1988; Lee and Harwood, 1989; Deike, 1990; James *et al.*, 1993; Bischoff *et al.*, 1994; Canaveras *et al.*, 1996; Woo and Moore, 1996; Guo *et al.*, 1996; Raines and Dewers, 1997; Cantrell *et al.*, 2007; Rameil, 2008; Nader *et al.*, 2008; Vandeginste and John, 2012). Dolomitization and dedolomitization events are for a large part responsible for the complexity of the diagenetical history of carbonate platforms and play a key role in understanding their nature and evolution.

In addition, these diagenetical bodies are responsible for high petrophysical contrasts in carbonate rocks and have economic implications through the quality control of hydrocarbon reservoirs (Ayora *et al.*, 1998; Warren, 2002; Nader *et al.*, 2007). However, although dedolomitization is an interesting and economically important process, only a few studies document natural examples (Rameil, 2008; Vandeginste and John, 2012). This preliminary study has been carried out to improve the understanding of the main diagenetical stages involved in the section of interest here to reproduce these effects in a numerical model.

This paper contributes to the understanding of alteration processes of dolomite, which are mainly represented by the dedolomitization in a Urgonian shallow-water carbonate succession (Cretaceous age). The aim of this paper is to improve the understanding of the main diagenetic stages involved in a carbonate platform section to tentatively reproduce these effects in a numerical model. This model will be the purpose of another paper. As a natural target, an Urgonian shallow-water carbonates succession of Cretaceous age in the fold and thrust foreland alpine belt (Vercors, SE France) was chosen. In this locality, the alteration of dolomite and the dedolomitization processes may be studied from the outcrop to the crystal scale using petrographic and geochemical approaches.

In this studied case, several dolomitization stages are related to parasequence and sequence boundaries as shown by field observations and petrographical description of dedolomites.

This paper provides petrographical and geochemical evidence on dedolomite combined with field description in order to discuss and answer questions such as: How is dedolomite related to the dolomite? How were dolomitization and dedolomitization processes related to the burial history of the Urgonian limestone platform? Can an interpretative model for the dedolomitization process be proposed? Ultimately this approach may serve as a general model for the understanding of petrophysical properties contrast of diagenetic stages in carbonate reservoirs.

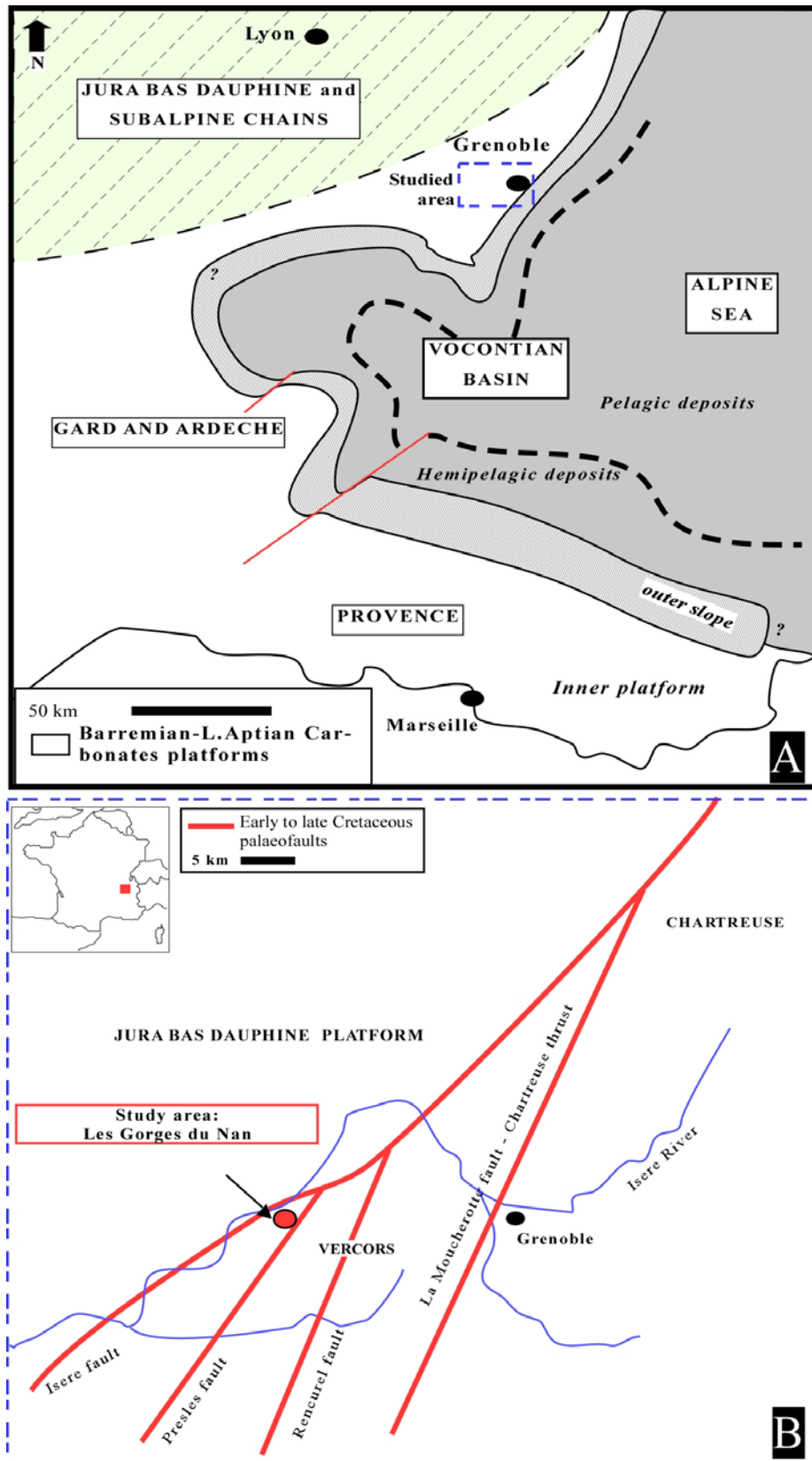


FIG. 1: Location of the studied area in South-East (SE) France (A) and palaeogeographical map (B). The Urgonian series are located in the northern part of the Vercors region (modified from Arnaud, 1981).

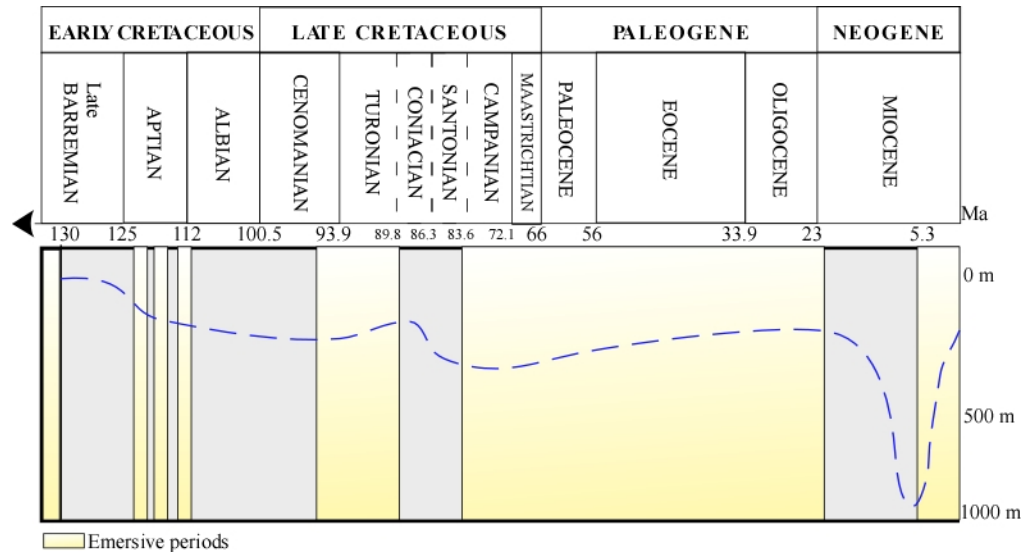


FIG.2: Schematic curve showing burial history in the Urgonian series (from H. Arnaud, personal data 2012).

2. GEOLOGICAL SETTING AND FIELD OBSERVATIONS

2.1. LOCATION AND REGIONAL GEOLOGY

The Gorges du Nan is a deeply eroded valley located on the western side of the Vercors massif, which belongs to the NE-SW subalpine chains in France (FIG. 1). The Nan River cuts through the high carbonate cliff of the Urgonian formation. Shallow-water carbonates were deposited on the edge of the Vocontian basin (northern Tethys passive margin) during the Barremian-early Aptian period (Arnaud, 1981) (FIG. 1a).

The palaeogeography of this area is inherited from Liassic rifting stages related to the spreading of the Tethyan ocean. Tectonic activity during the Early Cretaceous modified the previous paleogeography inducing a complex morphology with the development of tilted blocks and half grabens (Lemoine and Graciansky, 1988; Jacquin et al., 1991), (FIG. 1b). The subsidence of this margin ended during the latest Cretaceous due to compressional tectonics associated with the closure of the Tethyan Ocean and the Alpine orogeny. Maximum burial depth of the Urgonian series is related to the Oligo-Miocene Molasse deposits resulting from the Alpine orogeny. The depth did not exceed 1000 m (Moss and Tucker, 1995) (FIG. 2). The subalpine chains are part of the foreland fold-and-thrust belt of the Alpine orogeny.

The studied section of the Urgonian series of the Gorges du Nan section is located on the NW flank of Le Nan anticline, which is NE-SE orientated and is subparallel to the Isère fault (FIG. 1b).

Gorges du Nan - Anticlinal NNW
Vercors, France
Urgonian Fm.



From Google Earth

Geological Period		Formations and members		Sequences and sequence boundaries	
HAUTERIVIAN	Lower	Urgonian Fm.	Up. Member	Up. Orb. Beds	A2
	Upper			L. Orb. Beds	A1
BARREMIAN	Lower		Lower Member	B5	SbA1
	Upper			B4	SbB5
BARREMIAN	Lower			B3	SbB4
	Upper			B2	SbB3
BARREMIAN	Lower			B1	SbB2
	Upper				SbB1

L. Orb. Beds=Lower Orbitolina Beds
Up. Orb. Beds=Upper Orbitolina Beds

Scale: 2 meters

Legend

- Transgressive systems tract
- High stand systems tract

Legend of sedimentary log

- Samples series
- Dolomitization affected zones, this study
- Hi Horizons
- Rudists
- Cavities filled by marls
- Karst

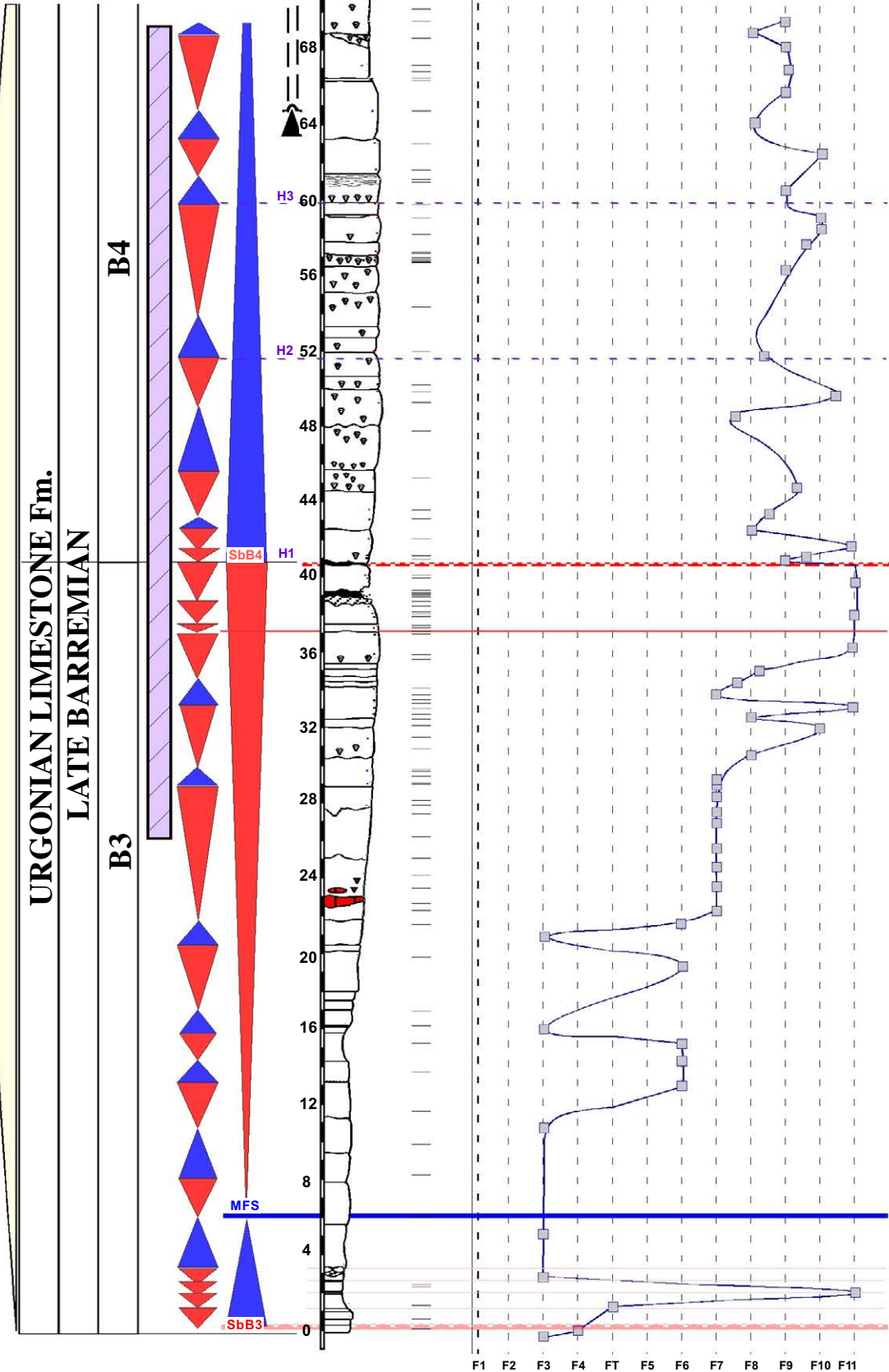


FIG. 3: Location of the Gorges du Nan (SE, France, Vercors). Chronostratigraphic chart for the Urgonian platform (modified from Arnaud-Vanneau, 1980; Hunt and Tucker, 1993) and simplified sequence stratigraphy interpretation and facies evolution (Arnaud-Vanneau, 1980; Raddadi, 2004).

2.2. DEPOSITIONAL SETTING OF THE URGONIAN PLATFORM

The Urgonian platform is late Barremian to early Aptian in age (Arnaud-Vanneau, 1980; Arnaud-Vanneau, 1981), and corresponds to shallow water carbonates deposited along the northern Tethyan margin. This platform surrounded the Vocontian basin. Eustatic sea-level change, the local tectonic regime and long-term changes in subsidence rates induced temporary flooding or emergence of all parts of the platform (FIG. 2). The overall platform has prograded southwards in the direction of the Vocontian basin (Arnaud, 1981; Jacquin *et al.*, 1991).

From the early Hauterivian to the late Aptian, several depositional sequences have been described in the Vercors region by Arnaud & Arnaud Vanneau (1991), Jacquin *et al.* (1991) and Arnaud *et al.* (1998). In this paper, sequences are labelled Ha for the Hauterivian, B for the Barremian and A for the Aptian. These authors distinguished two main stages with respect to stratal patterns and systems tract thicknesses. The first sequences correspond to a period of low sea level during the early Barremian (sequences B1 and B2). The second phase corresponds to a period of transgression and high sea-level from the late Barremian to the early Aptian (sequences B3–B5 and A1–A2). The Urgonian Limestone formation is subdivided into three members: the lower Urgonian Member (late Barremian), the Lower Orbitolina Beds (early Aptian), and the Upper Urgonian Member (early Aptian) (stratigraphical attributes from Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976; Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1990; Arnaud *et al.*, 1998). The formation begins sharply above Hauterivian hemipelagic marls and finishes with the Upper Orbitolina marls. The Urgonian formation is composed of four depositional sequences mainly made of rudists limestone (F1 to F11); B3, B4, B5 and A1, cf. FIG.3 (Arnaud-Vanneau, 1980; Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1990).

3. METHODS

3.1. SAMPLING

A 50m long section has been logged along the Gorges du Nan road at the base of the Urgonian limestone formation. Dolomitization, dedolomitization and other diagenetic features have been previously observed in the same area but not studied in detail (Arnaud-Vanneau, 1981; Carrio-Schaffhauser *et al.* 2001). Samples were selected below the sequence boundary B4 and beneath each parasequence boundaries from the TST B4 in the Upper Barremian part of the Urgonian limestone formation. A total of 100 undolomitized and dedolomitized samples were studied.



DS: Depositional sequence

FIG. 4: Urganian cliff and location of the studied and dolomitized/dedolomitized zones. The height of the cliff is around 300 meters.

3.2. MICROFACIES AND PETROGRAPHIC OBSERVATIONS

Microfacies and petrographic observations were performed on thin sections using a standard and a petrographic microscope. The microfacies classification and textural description used the Dunham classification (Dunham, 1962) and from A. Aranud-Vanneau works. The different types of diagenetic dedolomite used the classification established by Sibley and Gregg, 1987. Half of the thin sections were stained with alizarine Red S and potassium ferricyanide to distinguish calcite and dolomite and their ferroan equivalents following the procedure of Dickson (1966). Replacement of dolomite by calcite is indicated by rhombs showing a pink colour, indicating the presence of calcite. The same thin sections were used for both normal and cathodoluminescence microscopy.

3.3. MAJOR AND TRACE ELEMENTS ANALYSES

Elemental analyses were performed on bulk rock samples or on powder obtained by microdrilling (300 μ m). The samples and powders are composed of initial calcite and dedolomite. The dolomite is not preserved in 95 % of the thin sections observed. Major and trace-element analyses (Ca, Mg, Fe, Mn, Sr and Na) were performed at the University of Lausanne (Switzerland) by X-ray fluorescence spectroscopy. For trace-elements analysis, aliquots (4g) of 34 samples were dried at 105°C and grounded with an agate ball mill. The measurements were performed with a XRF-spectrometer XLAB 2000[®] (SPECTRO[®] Instruments). For major-elements analysis, an aliquot of the sample powder was diluted with (Li₂B₄O₇) (1g sample + 7g (Li₂B₄O₇)) to prepare glass discs produced by fusion. The measurements were performed using the wavelength dispersive X-ray fluorescence (WDXRF) spectrometer S4 Pioneer[®] (Bruker-axs[®]), equipped with a 4 kW Rhodium X-ray tube.

3.4. CARBON- AND OXYGEN-ISOTOPE ANALYSES

Carbon- and oxygen-isotope analyses of aliquots of all samples were performed using a Thermo Fisher Scientific Gas Bench II carbonate preparation device connected to a Delta Plus XL isotope ratio mass spectrometer (IRMS) at the University of Lausanne (Switzerland). The CO₂ extraction was made at 70°C for calcite and at 90°C for dolomite. The carbon- and oxygen-isotope ratios are reported in the delta (δ) notation as $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in per mil (‰) variations relative to the Vienna Pee Dee belemnite standard (VPDB), where the δ -value = $(R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}})/R_{\text{standard}} \times 1000$ and $R = \delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ or $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. The standardization of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values relative to the international VPDB scale was obtained by calibration of the reference gases and working standards with IAEA standards. Analytical uncertainty (2σ), monitored by replicating analyses of the international calcite standard NBS-19 and the laboratory standards Carrara Marble and Binn Dolomite is not higher than $\pm 0.05\text{‰}$ for $\delta^{13}\text{C}$ and $\pm 0.1\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$.

Additional carbon- and oxygen-isotope data from Raddadi (2004) have been used for this study. In the latter case, dedolomite, calcareous matrix and microfossils were analysed. In spite of all the precision used

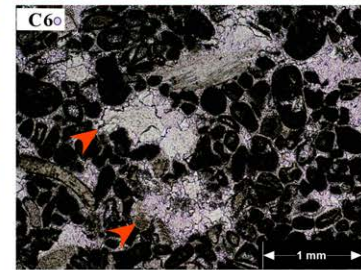
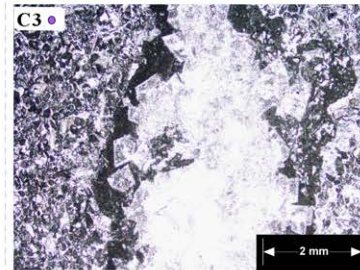
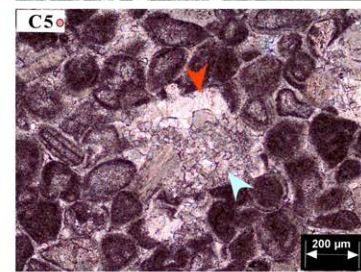
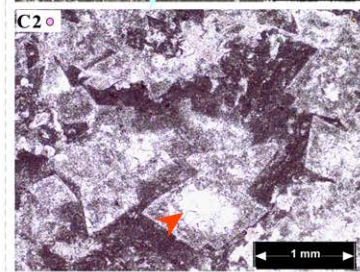
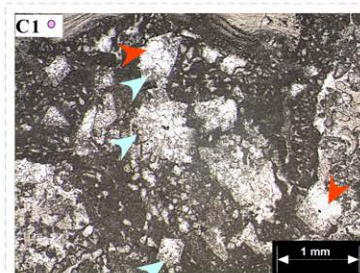
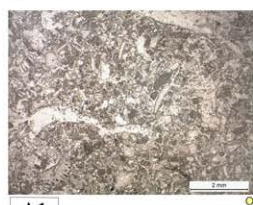
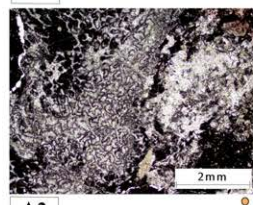
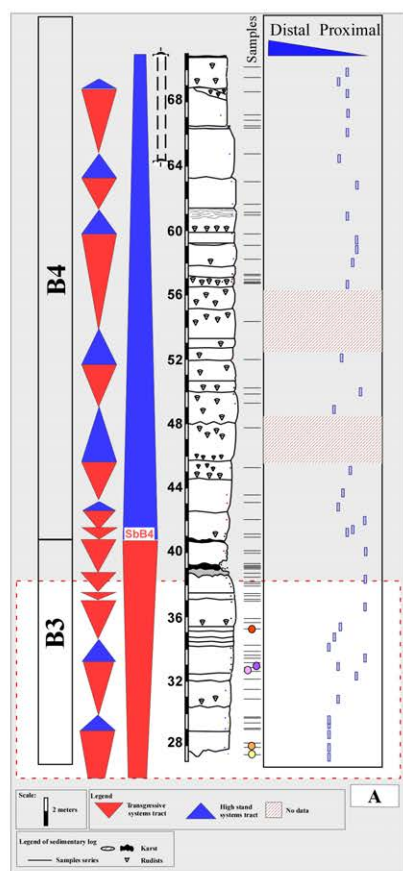
it cannot be excluded that some of the drilled samples include traces of sub- or adjacent mineral phases or particles.

3.5. STRONTIUM-ISOTOPE ANALYSES

Strontium was separated for isotope measurements using columns with Sr-specific resin following the method described in Kindler *et al.* (2011) at the University of Geneva (Switzerland). Sr was loaded on single Re filaments with a Ta oxide solution and measured by pyrometer-controlled thermostat at a temperature of 1470°C in static mode on a Thermo TRITON mass spectrometer (Section of Earth and Environmental Sciences, University of Geneva) on Faraday cups using the virtual amplifier design to cancel out biases in gain calibration among amplifiers. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values were internally corrected for fractionation using a $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value of 8.375209. Raw values were further corrected for external fractionation by a value of +0.034‰, determined by repeated measurements of the SRM987 standard ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710248$). External reproducibility of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the SRM987 standard for >100 measurements is 6 ppm.

FIG. 5: Outcrop location and petrography of the dolomites/dedolomites of the first zone studied. A-B) Location of the part described, the top of the high stand systems tract of sequence B3 (HST B3). A1 to A3 (samples GN 40-3 - 6): Mainly granular facies characterizing the top of the sequence B3. A1: Grainstone with rounded debris, A2: Rudstone to boundstone with corals debris, A3: Packstone texture with rudists and micritized debris. C) Detail of the outcrop part described consists of limestone partially dolomitized now calcitized. C1: Dolomitization restricted in oncoids, the former dolomites have been highly altered: calcitization, solution enlarged molds of the former dolomite crystals which are filled with calcite cements (vadose silt blue arrow, sparry calcite red arrow). C2: Dedolomite rhombs showing crystalline calcite and pore-enlarged molds filled by calcite cement (arrow). C3: Bacinella oncoïd dolomitized now calcitized in undolomitized granular matrix. The former dolomite crystals are planar-e to planar-s and organized as dolomite matrix inside the oncoïd. C4: The former dolomite crystals have affected a micritic matrix and debris. They are entirely calcitized with cloudy center and clear rim. C5: crystal mold is geopotally infilled by gray vadose crystal silt (blue arrow) and granular calcite cement (C5-C6 red arrow). Samples: A1 to A3: GN-40-3-5; C1 to C6: GN43-01-02-10-6-8. Sed int. means internal sediment.

Les Gorges du Nan (Vercors) Plate TOP HST B3



4. RESULTS

The contact between dolomitic and non-dolomitic levels is either sub-parallel to bedding, or irregular and following fractures or bioturbations. In order to improve the understanding of the diagenetic events related to the dolomitization-dedolomitization processes, three zones have been described (FIG. 4): (1) the top of highstand systems tract (TST) of the depositional sequence B3, (2) the interval below the sequence boundary SB B4 (from the paleokarst to the SB B4) and (3) the base of the transgressive systems tract (TST) of the depositional sequence B4. Observations of samples show massive dolomitization/dedolomitization with very few preserved dolomite rhombs.

4.1. DESCRIPTION OF LATE HIGHSTAND SYSTEMS TRACT (HST) OF SEQUENCE B3

4.1.1. FIELD DESCRIPTION AND PETROGRAPHY

The first investigated part of the section corresponds to the top of highstand systems tract of the sequence B3 (FIG. 5 B, C), which is characterized by a partially dolomitized and currently dedolomitized limestone. In the Gorges du Nan section, it begins with high-energy bioclastic and oolitic grainstone (Fig. 5, A1) and ends with grainstone composed of beach sand with keystone vugs (FIG. 5, C6) and storm deposits. This HST is characterized by grainstone/packstone facies, coral-rich boundstone (Fig. 5, A2) and rudstone reefs. The first Urganian facies, which corresponds to a wackestone with rudists, is represented by a meter thick bed (cf. FIG. 5, A3 and Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1990).

The dedolomitized dolomite crystals are defined as matrix replacing, medium grained (250-500µm), and euhedral (planar-e-type) to sub-hedral (planar-s-type). The intensity of dolomitization varies from isolated (FIG. 5 C5) to clustered rhombs (FIG. 5 C2, C3, C4) floating in a micritic matrix with an idiotopic to hypidiotopic mosaic texture. Such rhombs grow on the location of shells (mainly foraminifera), inside *Bacinnella* oncoids (FIG. 5 C1, C3) and equally in mud, generally growing across the boundaries between the particles and matrix (FIG. 5 C1 to C3).

The dedolomite bodies seem to be restricted to micritic clasts and matrix following any consistent pattern. They are also observed in any stratigraphic position. They are organized as patches of dedolomite or as units of dense dedolomite (max 1-2m thick). In most crystals under plane light, the dedolomite rhombs - commonly present in a wackestone texture - have a clear rim and cloudy cores (FIG. 5 C4). Some rhombs have one or more missing corners.

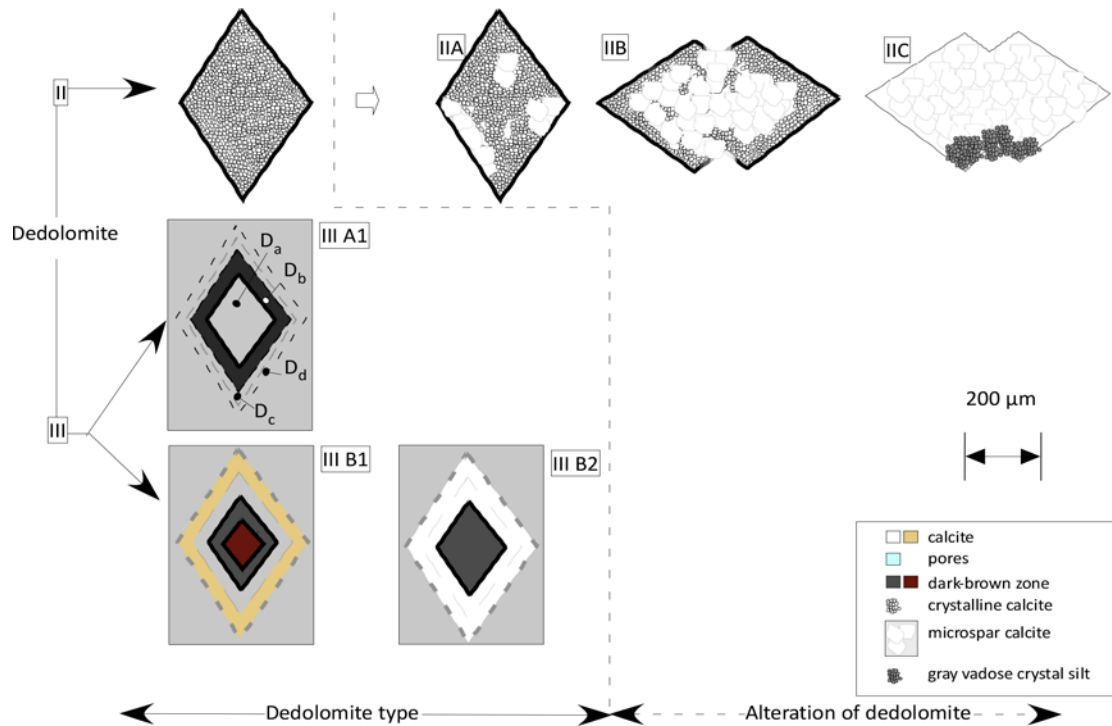


FIG. 6: Description of different alteration textures of dedolomite. Completely calcitized textures can occur as fabric II with fine-crystalline calcite infilling in the former dolomite rhomb. Alteration of this fabric with solution enlarged molds of the dedolomite crystals which are filled with calcite cement (IIA-B) or gray vadose crystal silt (IIC). Rock textures result from some degree of alteration as shown in fabric III with a dark brown zone or coating developed along the rims (III A) and/or the centers (III B) of the dolomite rhombs with the same or not appearance as the surrounding recrystallized limestone (respectively IIIB1 and IIIB2).

The main fabric type of dedolomite consists of rhomb-shaped pores that are partially to completely filled with microspar calcite (cements) (FIG. 6 II). The cores and rims of dolomite relic rhombs are partially filled with fine crystalline calcite (FIG. 5 C2, C3, C4) (calcite crystal size is $<50\mu\text{m}$) in the absence of iron-bearing phases (FIG. 5 C4). The crystalline calcite mimics the original dolomite crystal shape (FIG. 5 C4, C5). In cathodoluminescence, the calcitic matrix is non luminescent to dull dark red (FIG. 7), whereas the crystalline calcite reveals no zonation and usually is low to non-luminescent (FIG. 7 A to D). This dedolomite type occurs on a cm to dm scale, with irregular geometries within lagoonal and peritidal limestone.

These dedolomite rhombs are usually secondarily altered. In this case, the crystalline (microsparitic) calcite is corroded and partially dissolved, and then filled with sparry calcite cement (red arrows) (FIG. 5 C1 to C6). As observed in figure 5 C6, molds of the former dolomite crystals enlarged by dissolution are filled with calcite cements (blue arrows). Crystal molds may show geopetally infillings by gray vadose crystal silt (FIG. 5 C1 arrow) and granular cements. In cathodoluminescence, the vadose silt is dull luminescent whereas the first cements are non-luminescent (Fig 7, G, H, C1b). At a later stage, residual pores are completely cemented by a sparitic highly luminescent zoned calcite (Fig 7, G, C1d) at the rim and by a poorly luminescent mosaic calcite at the centre. In addition, calcite cements which are intergranular or inside the former dolomite crystals exhibit several luminescent bands. They are dull, bright to non-luminescent, called C1a to C1d (FIG. 7 D, F, H).

4.1.2. GEOCHEMISTRY

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of this area range from +0.6 to -5.8‰ VPDB and from -5.4 to -7.4 ‰ VPDB respectively (FIG. 8A). The most negative values correspond to the most strongly dedolomitized and altered samples. A matrix sample at the base of the section delivered $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of 0.6 and -5‰ respectively which are typical Barremian values (Godet et al., 2006; Bastide, in prep.). The concentration of elements (Mg, Fe, Sr, Mn) is not significantly varying in this zone and are within 1 wt.% (FIG. 8B). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in bulk-rock are within a narrow range from 0.707472 to 0.7075690.

4.2. DESCRIPTION OF THE INTERVAL BELOW THE SEQUENCE BOUNDARY B4

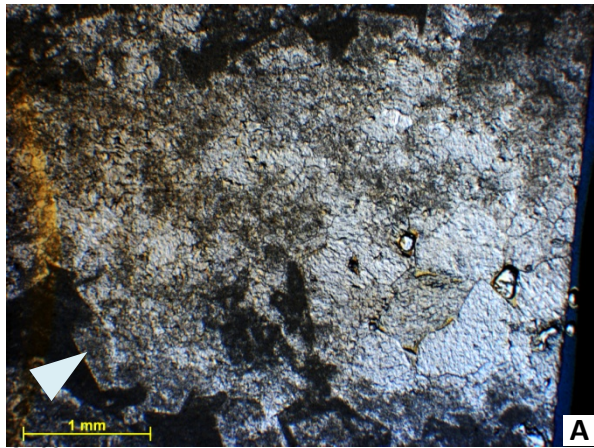
4.2.1. FIELD DESCRIPTION AND PETROGRAPHY

The second section has a thickness of 4m and corresponds to a paleokarst zone. It is located between the base of paleokarsts and the sequence boundary SB B4 (FIG. 9 B0, B). This interval is made of dolomitized limestone, which is now dedolomitized. This sequence boundary corresponds to a significant drop in sea level of about 20m. This sea level fall was highlighted in the Pic de l'Oeillette section (Chartreuse, subalpine chains) by Sophie Baré, 2000.

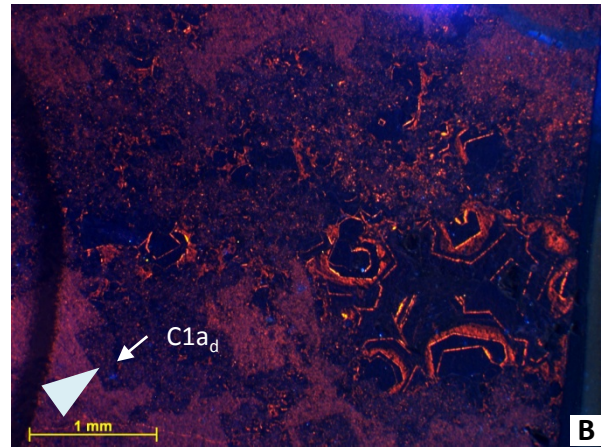
In this second part of the section, the early dolomitization affected the first few meters while, below this, the aragonitic cortex of oolites is dissolved with the fall of nuclei and the appearance of half-moon oolites. This diagenetic effect is the best evidence for the early presence of this limestone in the vadose zone. This early dissolution phenomenon is observed more than fifteen meters underneath the sequence boundary SB B4.

Consequently, SB B4 is a major discontinuity corresponding to a regional platform exposure with meteoric diagenetic features (Arnaud-Vanneau, 1980). The initial depositional facies in the last three meters underneath sequence boundary SB B4 is difficult to determine, but probably corresponds to a beach facies as observed elsewhere. Indeed, in other sections previously studied in the Urgonian series, the uppermost layers of the HST of sequence B3 are composed of beach and storm deposits.

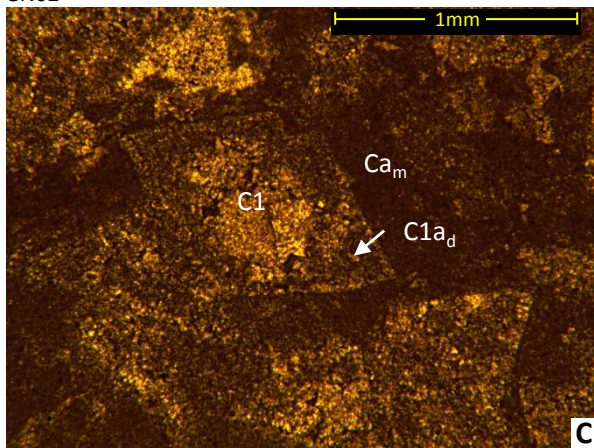
FIG. 7: Transmitted-light (left) and cathodoluminescence photomicrographs pairs of dedolomite texture and/or calcite cements (pictures on right) at the top of the high stand systems tract of sequence B3. Most thin sections are stained on one side by alizarin red-S dye. The calcite crystalline is usually dull to non-luminescent in cathodoluminescence [C1a_d] (A-B arrow, C-D) while the sparry calcite cement exhibit several luminescent bands [C1b to d].



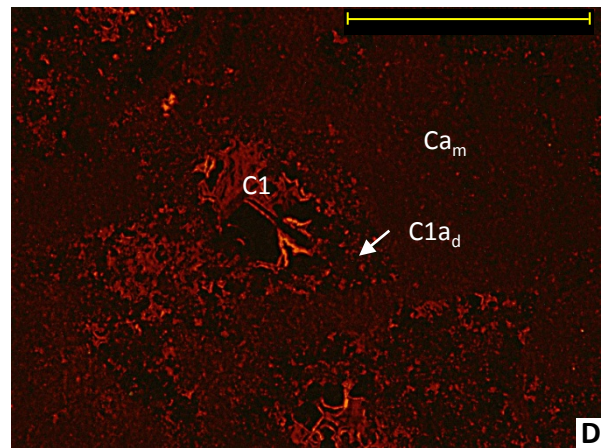
GN02



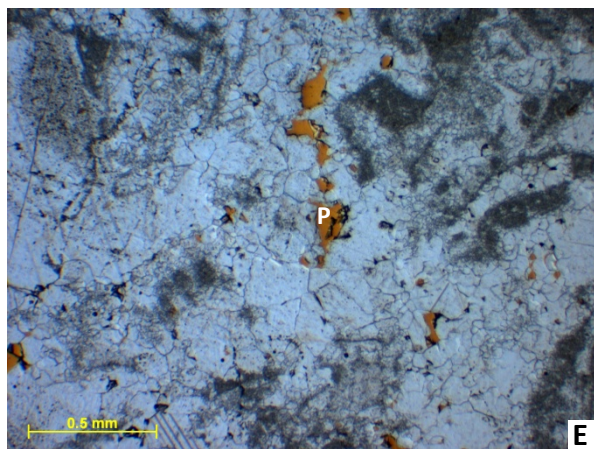
B



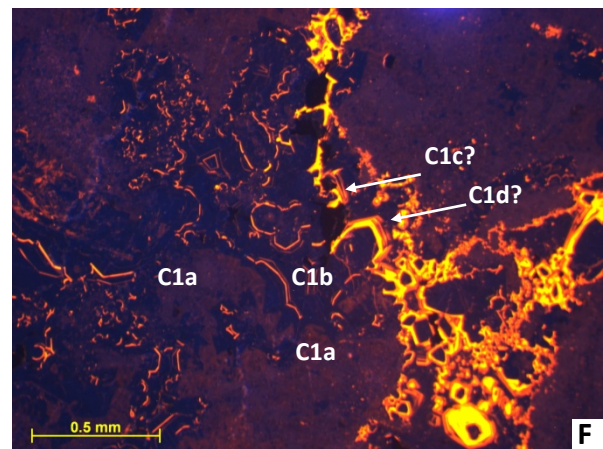
GN01



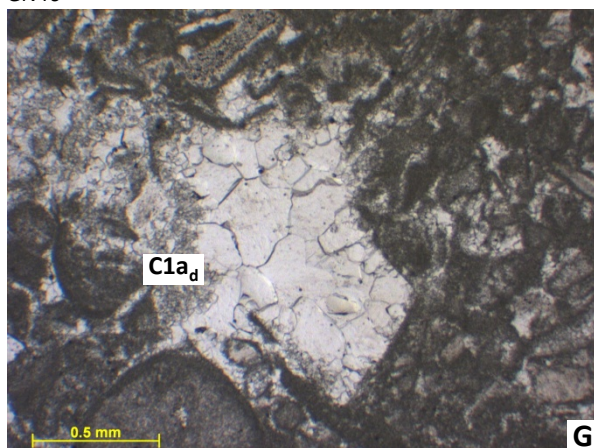
D



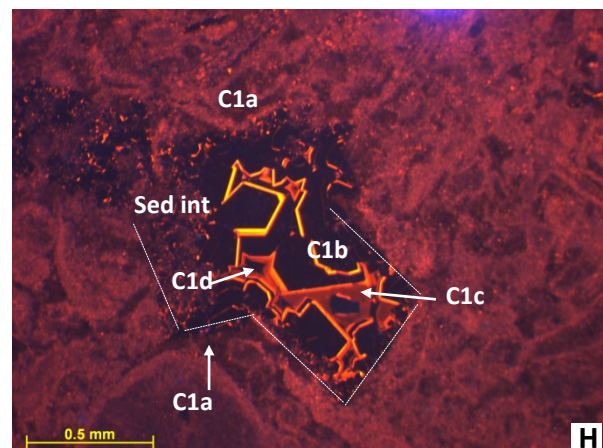
GN40



F

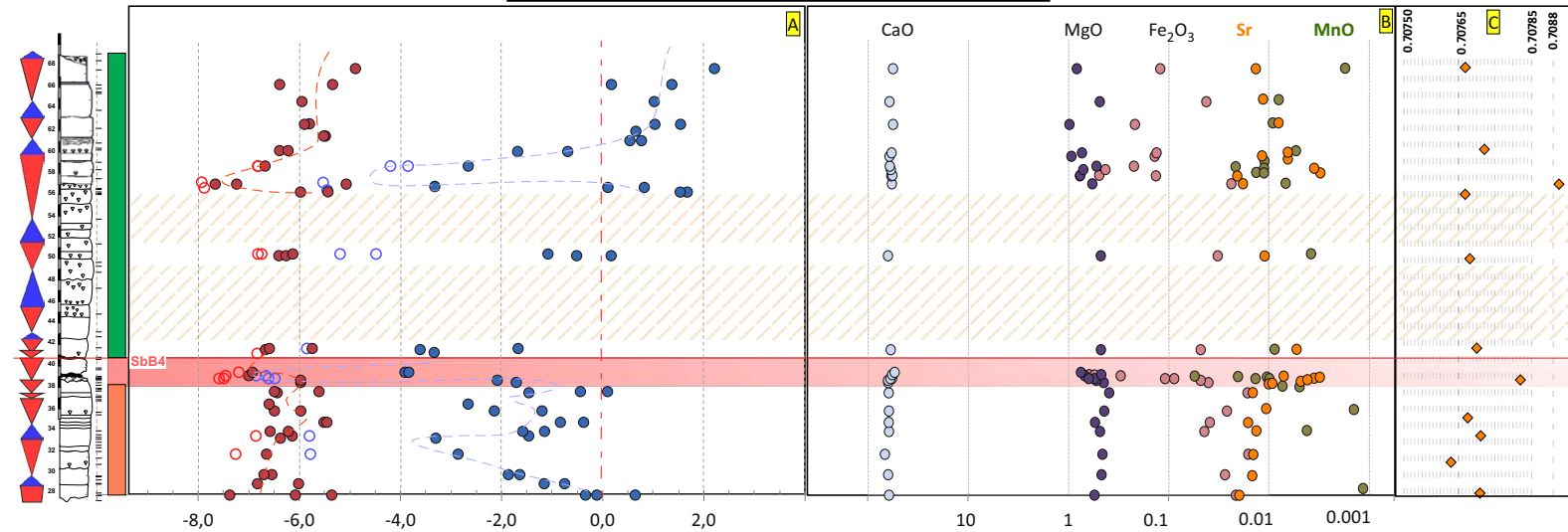


GN05



H

Gorges du Nan - Anticlinal NNW
Vercors, France, Urgonian Limestone Fm.
Geochemical results



Stratigraphy

- ▴ TST Sequence boundary
- ▴ HST Maximum flooding surface

Legend of sedimentary log, cf. FIG 3

Analyses

- 2011: δ¹⁸O_{VPDB} ‰
- 2011: δ¹³C_{VPDB} ‰
- 2011: δ⁸⁷Sr/δ⁸⁶Sr
- 2011: δ¹⁸O_{VPDB}, most altered zones
- 2011: δ¹³C_{VPDB}, most altered zones

- Fe₂O₃
- MgO
- MnO
- CaO
- Sr

No analytical data

- ▬ TST B4
- ▬ Interval below Sb B4
- ▬ Top HST B3

Scale:
2 meters

FIG.8: Analytical results along the stratigraphic log of the measured section of the Gorges du Nan (SE France). A) Plot of oxygen, carbon-isotope values. B) Major and minor-element data of bulk carbonate. C) Strontium isotope values.

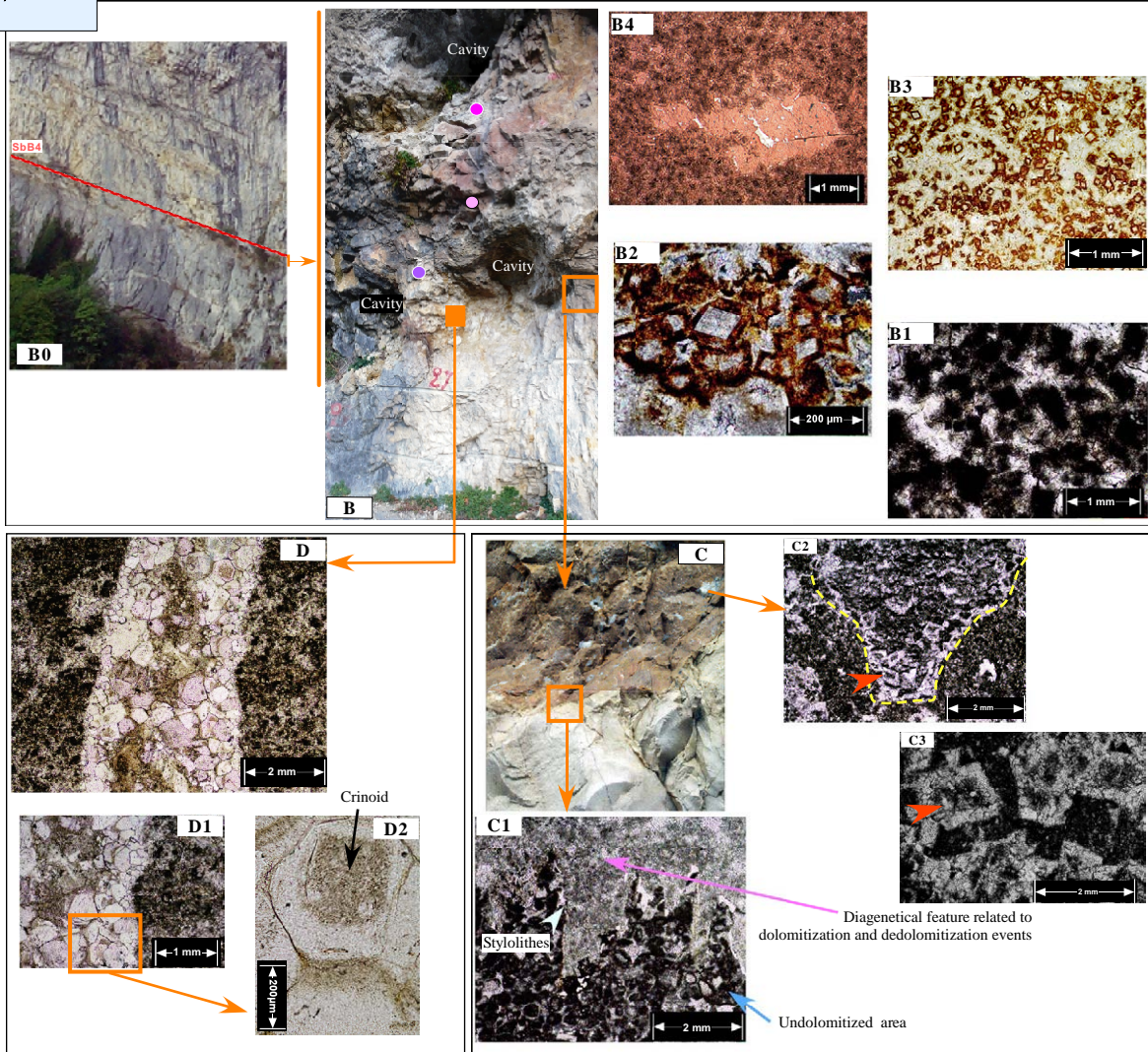
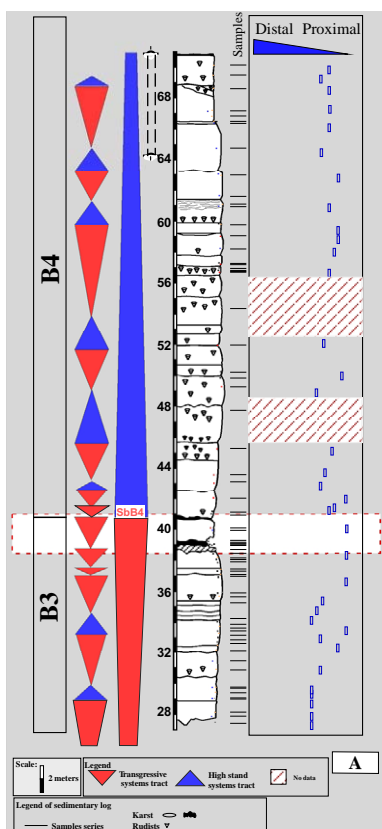
In addition, in the Gorges du Nan section, centimetric cavities are observed, which are filled by well-laminated dolomitized/dedolomitized micrite in the Gorges du Nan section can be observed (FIG. 9, C and C2). The karstic network (metric size) is parallel to the stratigraphic beds over 3-4 m. This network is now completely blocked by reddish marls and white-yellowish sands including bryozoans, which are of Late Cretaceous age, probably Coniacian-Santonian (Voigt, 1985; Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1985).

This interval is characterized by the calcitization of completely (initially pervasively) dolomitized rocks present in the last three meters below this surface, and was affected by dissolution processes. Consequently, some rhombs have commonly one or more missing corners and the distinction of zonation is quite difficult. The dedolomitized interval is the thickest and the most persistent unit observed in the section. The dark red colour is likely due to the presence of iron oxyhydroxides within the last four meters below this surface boundary SB B4 (Fig. 9, B, C). The contact between this interval and the upper partially dolomitized limestone is sharp and parallel to beds (FIG. 9 B). Based on thin-section observations and counting from chart, the relative abundance of diagenetic effects related to the dolomitization and dedolomitization events has been estimated, which decreases rapidly, from 40-35% to 5%, in the eight-meter interval below the surface boundary SB B4. On the outcrop, paleokarst features are visible above and at the contact between the dark red interval and the upper interval (FIG. 9 B, C).

Several types of dedolomitized and recrystallized rhombs have been observed. The dedolomites exhibit a zoned structure (appearing black or reddish, FIGS. 6 III, 9 B1 to B4, C2, C3) characterized by iron-rich rims and/or cores (FIG. 10). The dedolomite rim or core includes arrays of very small iron oxide crystals preserving the characteristic rhombohedral crystal shape (100-150 μm) (FIGS. 9 B1 to B4). These rhombohedral cores are mantled by transparent dedolomite. In this dedolomite, usually several crystal growth zones have been distinguished (FIG. 6 III): Da (dark or transparent core), Db (iron-rich dark zone), Dc (zone generally filled with yellowish calcite) and Dd (rim commonly filled with a transparent calcite). In general, under cathodoluminescence, at least two bands are observed consisting of a dull to dark luminescent core surrounded by a bright rim (FIG 11 B-D). The band Db is commonly associated with a luminescent band (FIG 11 D).

FIG. 9: Outcrop location and petrography of the dolomites/dedolomites of the second zone. A-B0) Location of the part described, interval below the sequence boundary Sb B4. B) Details of the outcrop part described and consists of limestone entirely dolomitized with karst features. The red-color of the outcrop corresponds to the presence of ferroan element. B1 & B2) unstained thin-section from brown-reddish dedolomite. The former dolomite rhombs were planar-s to planar-e fabric. The dedolomite rhombs have a dark brown outer core (B2, B3), completely dark (B1) or thin clear rim (B4). C) Sharp contact between zone highly dolomitized-dedolomitized and the limestone from not to partially dolomitized. C1) Details of the stylolite effect outlining the dissolution of dedolomite crystals. C2-C3) micro cavity (yellow dash curve) shows a stratified infilling by planar-s to planar-e dolomite completely calcitized showing clear rims and cloudy center (arrow). Samples: B1 to B4: 587- GN15B - GN15; C1 to C3: GN1.

Les Gorges du Nan (Vercors) Plate Interval below SB B4



Bruker AXS Microanalysis GmbH, Germany
 Quantax
 Location: Gorges du Nan (Vercors - France)
 Sample: GN 15B
 Results from star position 

MEB ANALYSIS, pictures B, C, D
 Optical Microscopy, picture A

Element	series	[norm. wt.%]	[norm. at.%]	Compound	[wt.%]	[norm. wt.%]2
Iron	K-series	13,42936231	6,811345757	Fe2O3	13,70034578	19,20035465
Potassium	K-series	0,02638315	0,019113762	K2O	0,022677413	0,03178127
Aluminium	K-series	0,253777876	0,266418538	Al2O3	0,342148456	0,47950408
Silicon	K-series	0,590007569	0,595049136	SiO2	0,900655503	1,26222399
Magnesium	K-series	0,655110708	0,7634779	MgO	0,775164385	1,08635441
Sodium	K-series	0,468449986	0,577173015	Na2O	0,450572862	0,63145550
Calcium	K-series	55,25154685	39,04952822	CaO	55,16308521	77,30832610
Oxygen	K-series	29,32536155	51,91789367		-1,88787E-15	0,00000000
Sum:		100	100			

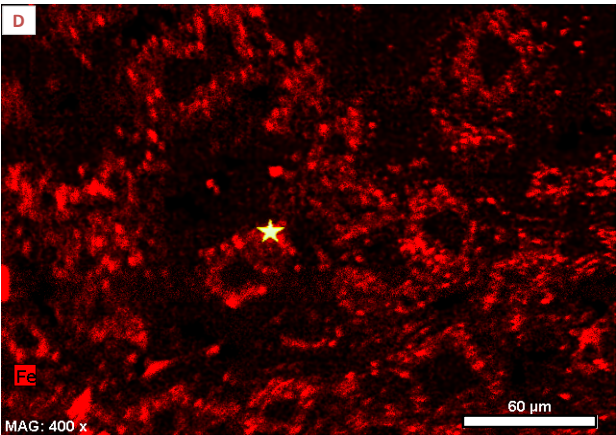
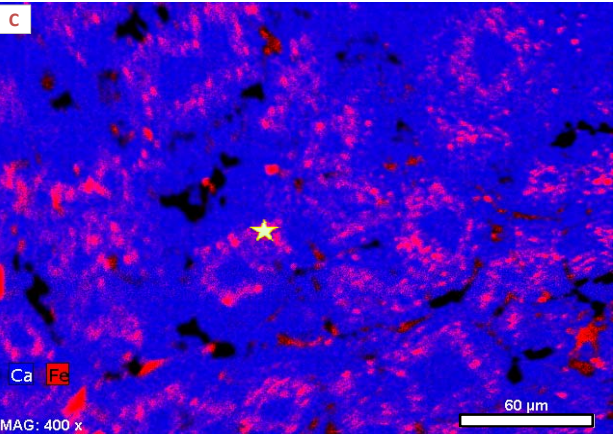
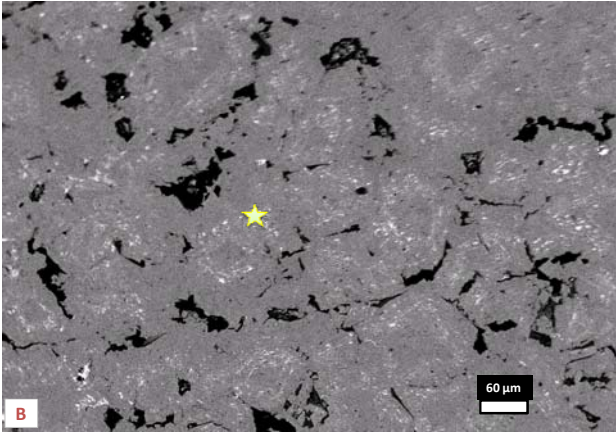
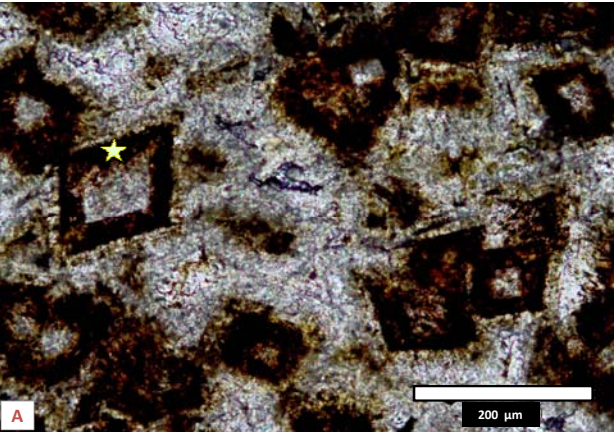


FIG. 10: MEB microanalyses result (Table) located in the simple-zoned ferroan dedolomite, photomicrograph of dedolomite type 2 (A), MEB picture in the same thin section (B), elements mapping from MEB microanalysis (C) Fe and Ca elements and (D) only Fe element.

The presence of this zoned structure suggests that the initial dolomite was ferroan. This type of dedolomite occurs in decimetric to metric scale with an irregular geometry within peritidal limestone. The dedolomite bodies are located just below the SB B4 discontinuity and above the paleokarst cavity. They seem to follow a stratabound geometry.

The former dolomite is organized as tightly packed euhedral crystals and is classified as unimodal planar massive matrix replacement dolomite (max 2-2.5 m thick). The zoned rhombs are also altered by dissolution and recrystallisation processes. The unaltered part of dedolomite is luminescent in cathodoluminescence (FIG. 7 D, C1a_d), whereas altered zones display a dull to reddish-orange luminescence with bands. The distinction of the crystal bands is locally not possible (FIG. 12, B1, B2, B3), and recrystallisation features by coarse sparitic calcite are occluding the rhomb shape in some cases.

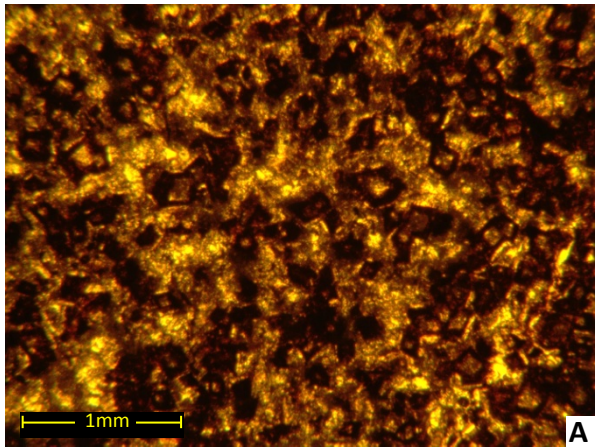
At the base of this interval near the karstic cavities, the contact with upper beds is sharp (FIG. 9 C). This part is characterized by the presence of polymodal former dolomite: either as rhombs exhibiting clear rims and a cloudy core (FIG. 9 C3, arrow), located in the infilling of microcavities and in highly altered matrix; or as isolated dedolomite rhombs filled with microcrystalline calcite. The texture of this latter calcite reflects the different zones of the former dolomite rhombs. Indeed, the Dd band is firstly affected by dissolution and the resulting pore filled with a transparent calcite (FIG. 12 A1). In other cases, the Db-Dc bands, and locally also the Da core are affected by intense dissolution (FIG. 12 A2), and as such the rhomb shape is not preserved (FIG. 12 A2, A1). The resulting pores are filled with a coarse sparitic calcite.

At least one event of stylolitisation has occurred, after the dedolomitization event, as shown by pressure-dissolution peaks separating dolomitized and dedolomitized zones (FIG. 9 C1).

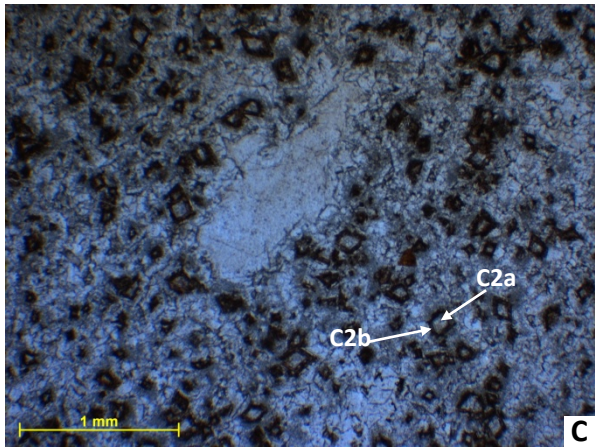
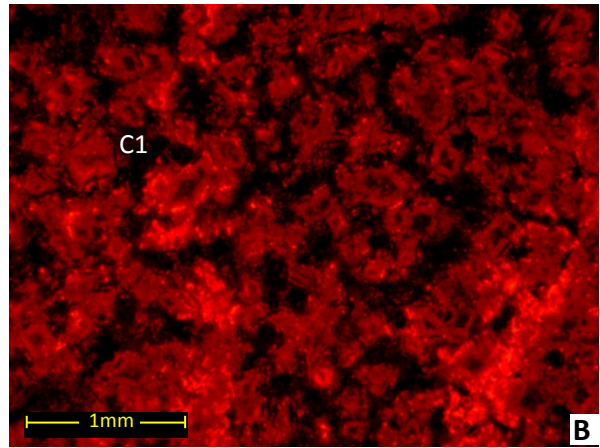
4.2.2. GEOCHEMISTRY

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of this area range from -3.3 to -6.9‰ VPDB and from -6.8 to -7.6 ‰ VPDB respectively (FIG. 8A). The most negative values correspond to the most strongly dedolomitized samples located close to the karst.

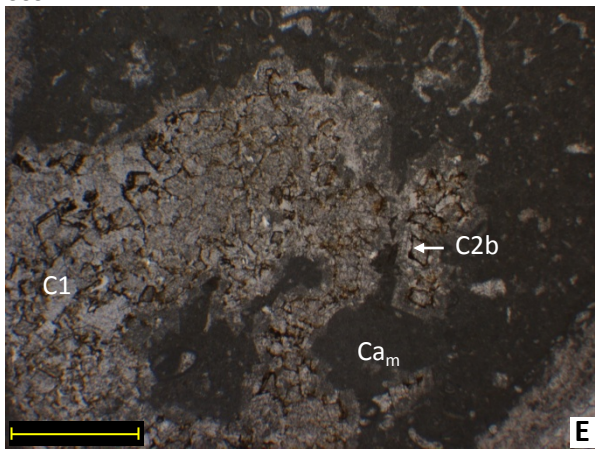
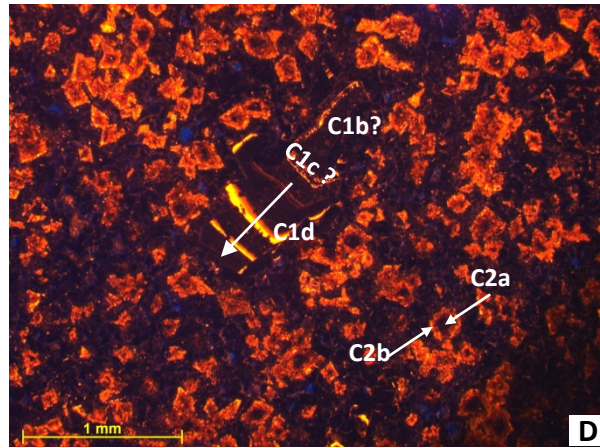
FIG. 11: Transmitted-light (left) and cathodoluminescence (CL) photomicrographs pairs of dedolomite texture and/or calcite cements (pictures on right): (1) at the interval below the sequence boundary of the sequence B4 (SbB4) for pictures A to D. (2) At the bottom of the transgressive systems tract of the sequence B4 for pictures E to H. (A to C) Unimodal texture of dedolomite with dark-brown band [Db] usually along the rim of the former dolomite crystals. This band is orange luminescent in cathodoluminescence while core crystal is dull to non-luminescent. The calcite cement [C1] is dull to non luminescent with some luminescent bands [C1b, c, d] compared with the dolomite relics. (E to H) Unimodal to polymodal texture of dedolomite (respectively E-G). Dolomite rhomb has been pseudomorphically replaced by calcite [Cad]; note the limestone host rock [Cam] is dull dark red cathodoluminescence color compared with non-luminescent calcite crystalline [C1ad] and luminescent of dark-brown band of the second dedolomite type [C2b]. [P]: pore resulting from late stage of calcite dissolution.



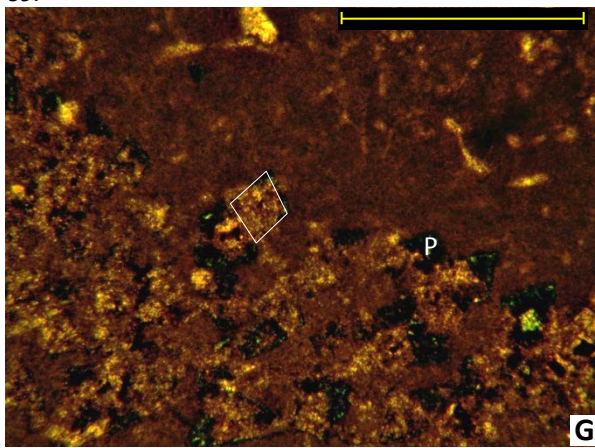
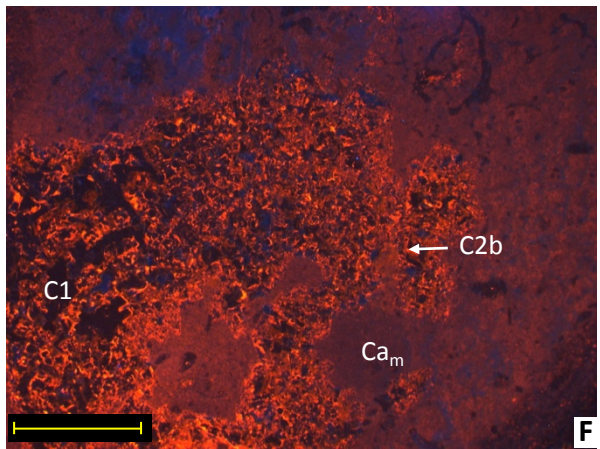
GN15B



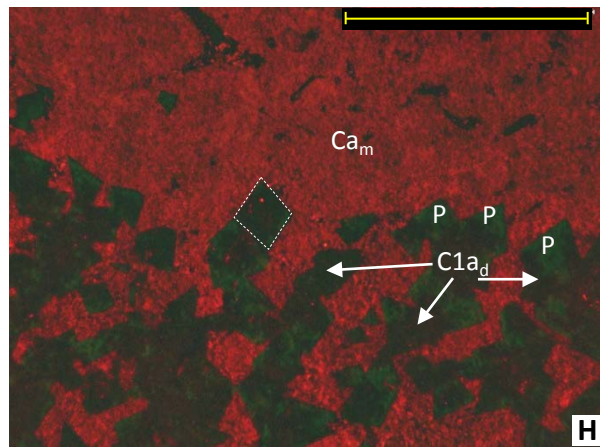
588



597



GN25



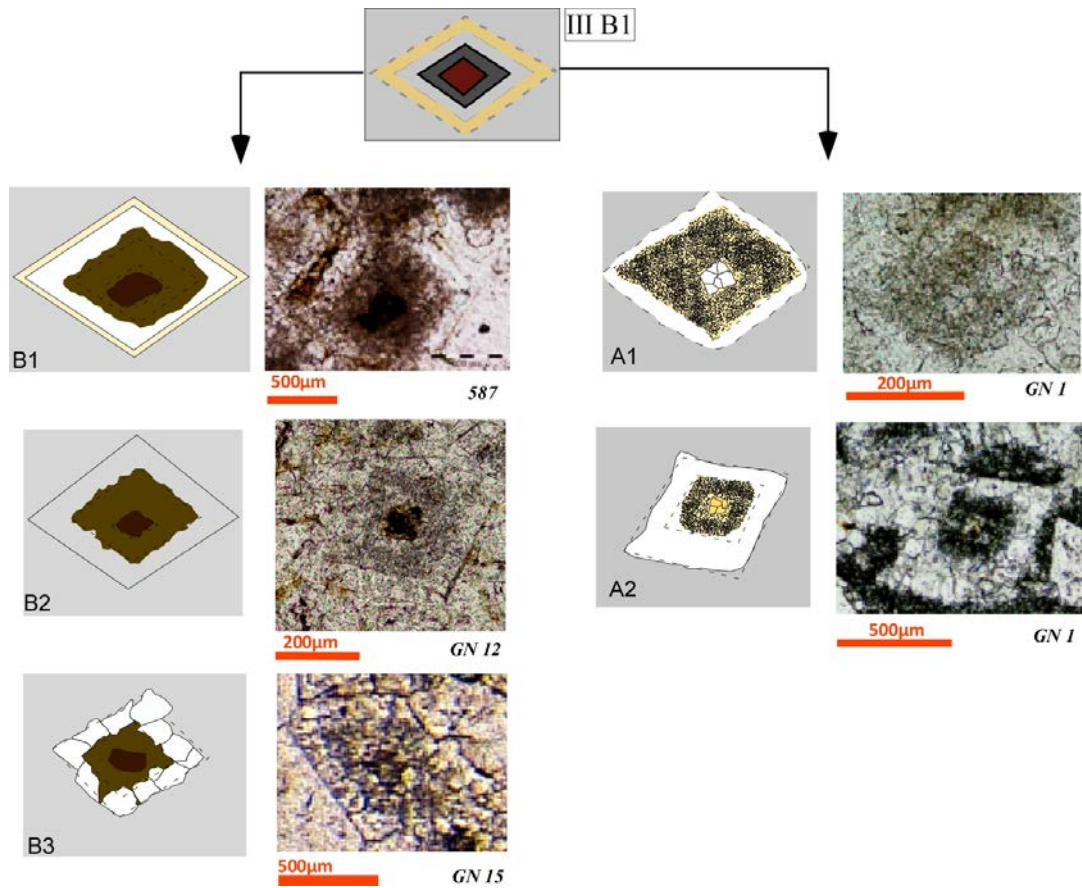


FIG. 12: Alteration of dedolomite III B1 type located on sequence B3 (top of the sequence and interval below SB B4). The rhomb shape is usually unclear because of recrystallization by coarse sparitic calcite (B1, B2, B3). Dissolution event has been recorded inside (A1, A2) and/or rims of crystals (B3, A1, A2). The resulting pores are filled with a coarse sparitic calcite.

The concentration of elements Mn, Sr and especially Fe slightly increases toward the top of HST of sequence B3 especially in ferroan content. Minor elements are lower than 1 wt.% (FIG. 8B), with manganese values in between 0.01 and 0.06 wt.%, while ferroan content varies from 0.09 to 0.64 wt.%. The highest ferroan values combined with moderate to low Sr content occur in highly dedolomitized samples, which are altered and located on the surface of SB B4. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios was measured in a pervasively dedolomitized sample with 0.707831 value (FIG. 8C).

4.3. DESCRIPTION OF THE TRANSGRESSIVE SYSTEMS TRACT (TST) OF THE SEQUENCE B4

4.3.1. FIELD DESCRIPTION AND PETROGRAPHY

The last sector investigated corresponds to the transgressive systems tract of the sequence B4 (FIG. 13). This systems tract consist the northern Vercors of shallowing-upward inner-shelf parasequences. Each parasequence of the B4 depositional sequence consists from the bottom to the top of: (1) wackestone/packstone with large rudists; (2) packstone/grainstone with small rudists and oncolids; (3) wackestone with oncolites; and (4) mudstone with small foraminifera associated with algal mats, bird's eyes and

dolomitization indicating the proximity of the emergent level at the top of the parasequence before the next flooding event.

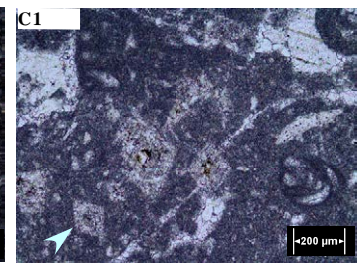
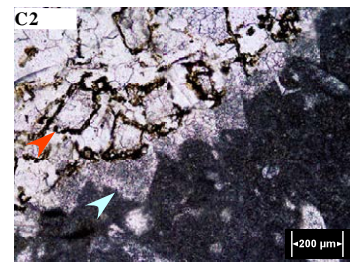
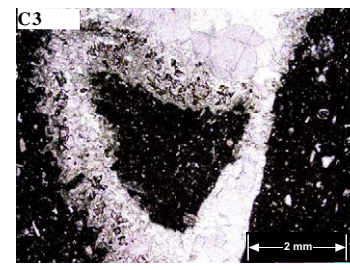
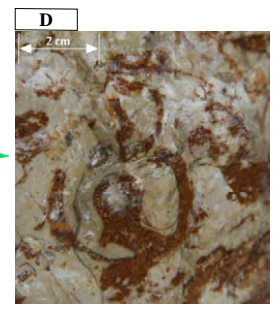
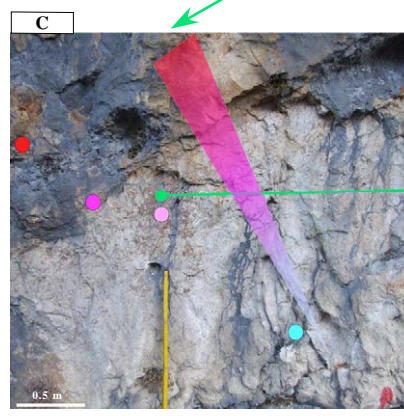
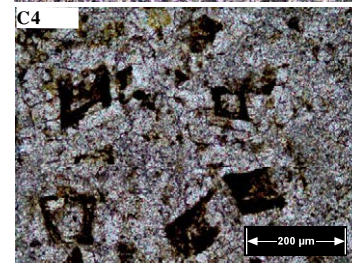
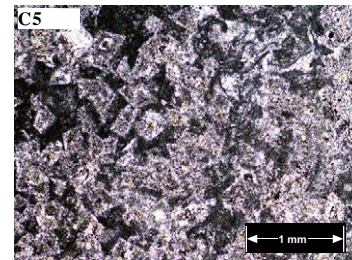
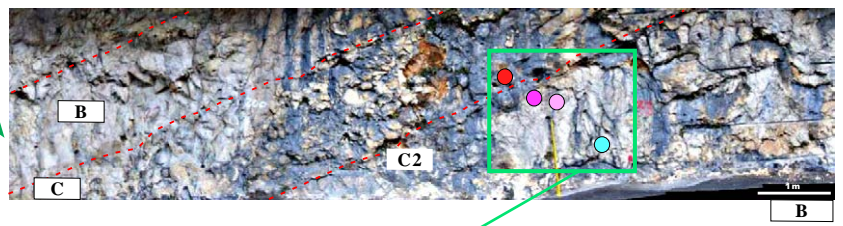
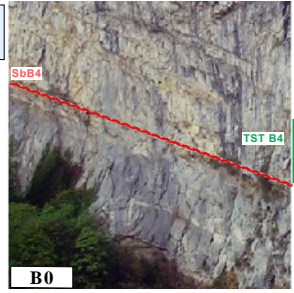
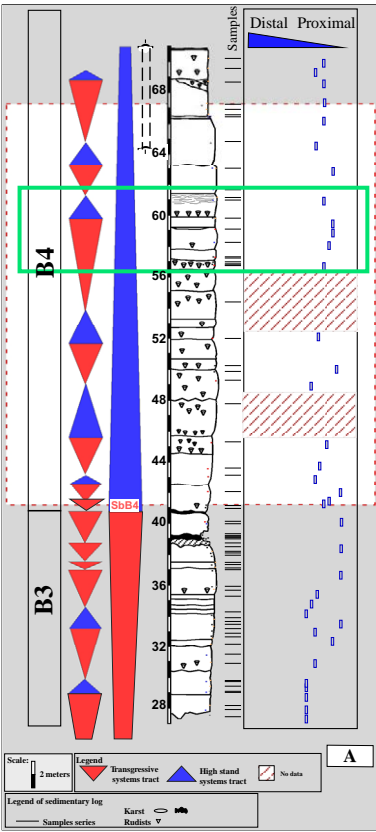
This area is characterized by the co-existence of different types of dedolomite rhombs. The first type of dedolomite fabric is quite similar to the one described at the top of the HST of the sequence B3 (FIG. 5 dedolomite type II). In fact, the fabric of this dedolomite consists of rhomb-shaped pores which are completely filled with microspar calcite (cements). In most of the cases, the cores and rims of dolomite relict rhombs are partially filled with fine crystalline calcite (FIGS. 6 IIA-IIB; 13 C1-C2-C5) without any iron-bearing zone.

The second dedolomite fabric consists of rhomb-shaped pores, which are completely filled with calcite showing a dark-brown zone associated with shell infillings (FIG. 13 C2 red arrow, C3). Taking into account the crystal size and shape, this fabric may correspond to former dolomite crystals within dissolved shells. Indeed, the dolomite crystals in shells were likely replacing aragonite and forming euhedral to subhedral rhombs, in an idiotopic mosaic texture. The top of this parasequence (FIG 13 A – B) is entirely dolomitized and the previous facies and elements are occluded over 30 cm. Below this massive dolomitized interval, shells are clearly visible over a vertical distance of more than 50 cm but the aragonite part of the shells is dissolved. Below this zone, the replacement of the aragonite part of the shells by calcite is still ubiquitous without any apparently earlier voids. On this 50 cm interval, reddish bioturbations were observed due to an early dolomite infilling and to reddish infillings of voids resulting from the earlier dissolution of the aragonitic part of the shells. The infilling of these voids is locally incomplete as indicated by different colours (brown then yellowish) observed in gastropod shells (FIG. 13 D).

The third dedolomite fabric is quite similar to the dedolomite type III B1 or III A1 (FIGS. 6) corresponding to a coarse rhomb-shaped geometry with a dark-brown zone in rims or cores (FIG. 13 C4). This dedolomite is systematically sparitic and is pervasively distributed in micritic matrix and muddy debris. The former dolomite rhombs have either the same appearance as in the surrounding recrystallized limestone or have a clearly distinct appearance from the micritic matrix. The rhomb-shaped crystals are rare and only locally preserved. The crystal growth zones are locally recognizable although several modifications have been observed. For example, the most external dedolomite band Dd' is unconformable in regard to the growth structure of the crystal (FIG. 14 A1 to A3). The distinction between bands Db and Dc is not possible (FIG. 14 A4)

FIG. 13: Outcrop location and petrography of the dolomites/dedolomites of the third zone. A-B0) Location of the part described the transgressive system tract of the sequence B4. Green square locates the B-C pictures. B) Details of the outcrop part described and consists of limestone entirely partially to entirely dolomitized. C) Detail of the picture B. C1, blue arrow in C2 and C5: the former dolomite crystals are similar to the crystals described in Figure 5. They are completely calcitized; the rhomb is filled with fine crystalline calcite that hasn't the same appearance as the surrounding recrystallized limestone. C2 (red arrow) to C4: unstained thin-sections from brown reddish dedolomite similar to those described in FIG. 5 B2, B3. Rhombs have the same appearance as the surrounding recrystallized limestone. These dedolomite are often located as infilling of shells (C3) and are responsible for the reddish color in outcrop (D). Samples: C1 to C5: GN 21 - 597 - GN23 - GN24.

Les Gorges du Nan (Vercors) Plate TST B4



Selective and partial calcite dissolution within dedolomite rhombs was observed at the top of this studied TST B4 part. (FIG.7 G, H).

4.3.2. GEOCHEMISTRY

The plot of stable carbon and oxygen isotope ratios of the samples reveals that bulk limestone has a wide range of $\delta^{13}\text{C}$ values (between -5.9 to 2.2 ‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (between -8 to -4.9‰) (FIG. 8A). The positive $\delta^{13}\text{C}$ values are close to the Barremian isotope signature (Godet et al., 2006; Bastide et al., 2013 in prep.) and correspond to the dedolomitized samples showing only one type of dedolomite (III B2) and undolomitized limestone. The most negative values correspond to the highly dolomitized/dedolomitized samples.

The concentration of elements Sr, Mg, Mn, and especially Fe increase slightly toward the top of the HST of sequence B3 especially in ferroan content. Minor elements are lower than 1 wt. % (FIG. 8B), with manganese content in the range between 0.01 and 0.06 wt.% while ferroan content varies from 0.09 to 0.64 wt.%. The highest ferroan values combined with moderate to low Sr content occur in highly dedolomitized samples as mentioned in the interval of sequence boundary SB B4. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values are within the range of 0.707531 and 0.708803 (FIG. 8C).

5. DISCUSSION

5.1. PARAGENETIC HISTORY BASED ON PETROGRAPHIC OBSERVATIONS

On outcrop, dedolomite type II is contained in most of the studied stratigraphic layers, whereas dedolomite type III (with dark zoning) seems to be more restricted to the bottom of the TST of the sequence B4 and to the interval below the sequence boundary SB B4, which shows a complex diagenetic history. In addition, the dedolomite type I is restricted to specific beds located within the TST B4. Usually, both dedolomite types II and III have been altered by dissolution and precipitation of sparitic calcite cement. In addition, late diagenetic events such as karstification and dissolution stages overprinted the dolomitization and dedolomitization events. These diagenetic features can be related to diagenetic fluids flowing along bedding planes and / or fracture networks.

The synthesis of petrographic studies, of thin sections and cathodoluminescence observations, called the paragenetic sequence, was reconstructed and described as a succession of (FIG 15):

Early stages

Overall studied section:

- Marine diagenesis leading to micritization of carbonate grains (pellets, fossils, debris). This phase is common within the low-energy shelf-lagoonal facies of the studied section. Lime mud under-

went neomorphism and/or lithification to form a pelmicrite-limestone, which is subsequently cemented by a fine-grained marine isopachous high magnesium calcite (HMC) above the SB B4. Below this latter, cementation consists of calcitic rims.

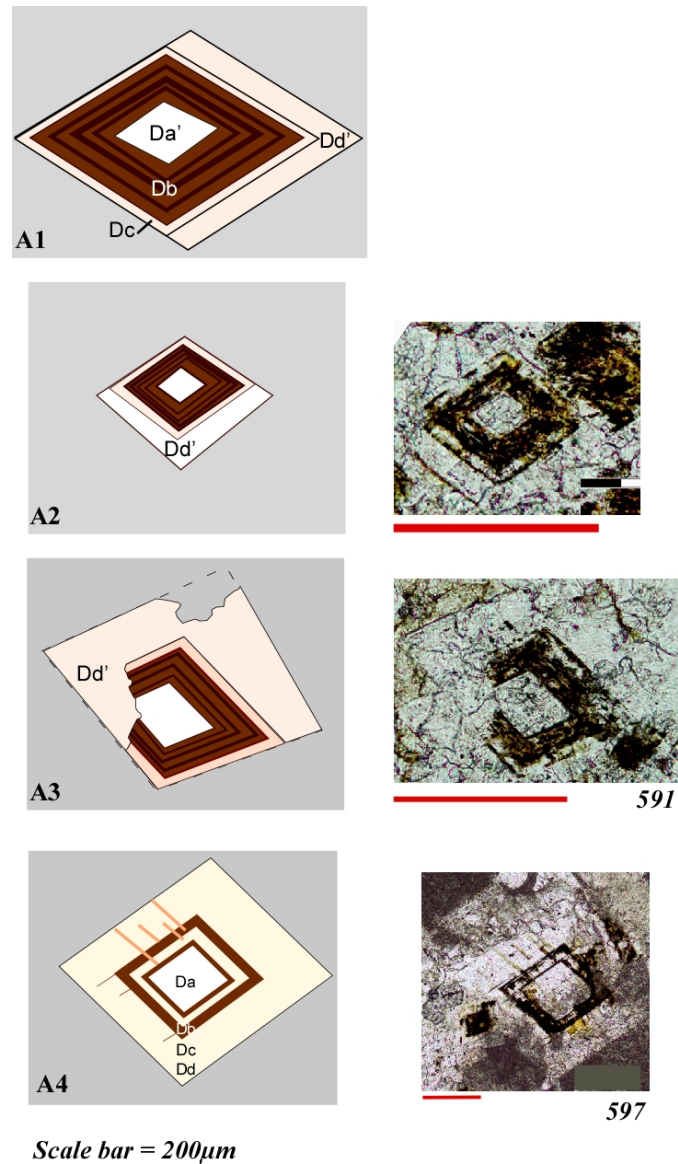


FIG. 14: Description of dedolomite crystals bands located on transgressive system tract of the sequence B4. The rhombs shape is often recognizable with growth crystals zones (A1 to A4). The last crystal band is sometimes un-conformable crystalline position in regard to the Da'/Da band (A1, A2, A3). The crystal of dedolomite is often secondarily altered by dissolution event followed by a cementation of sparitic calcite (A3, A4).

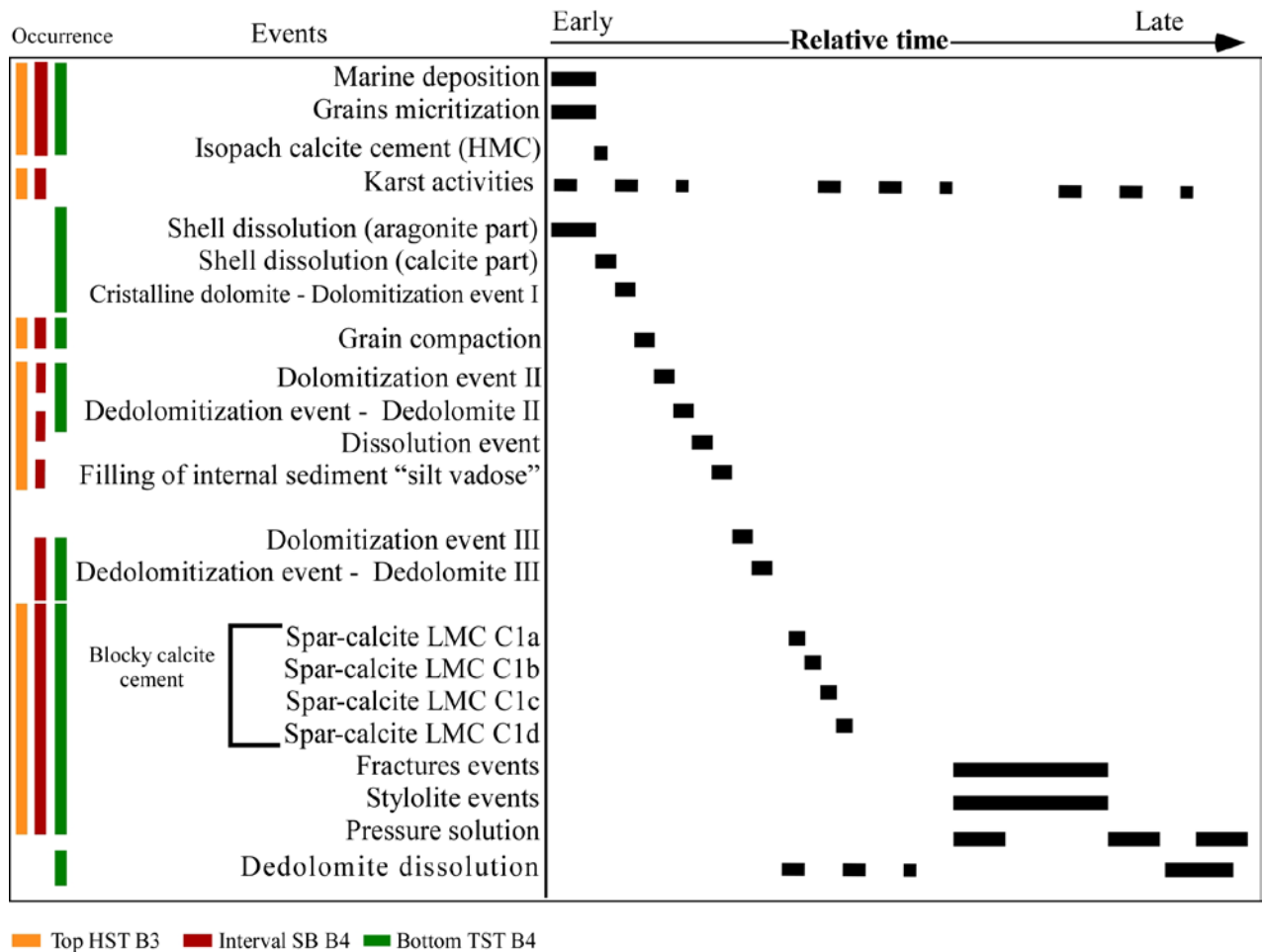


FIG. 15: Simplified paragenetic sequence from the top of the HST of the sequence B3 to the bottom of the TST of sequence B4 in the Gorges du Nan section (SE France), see the text for explanation of main stages.

- Formation of epikarst and karst identified especially within the interval just below the sequence boundary SB B4.

Zone above SB B4 (TST B4):

- Initial changes related to a probably unsaturated environment and/or periods of emersion such as the dissolution of aragonite and creation of moldic porosity. Associated with this phase are the transformation of high-magnesium calcite (HMC) to calcite displaying dull colours in cathodoluminescence and the partial dissolution of calcitic shell debris.
- Early dolomitization leading to the formation of crystalline dolomite (FIG 15). This event took place later during infilling of the shells.
- Bioturbations and voids infilled by a yellowish and very early dolomite with geopetal structures. Usually the highest degree of dolomitization is observed at the top of parasequence.

Overall studied section:

Dolomitization event II along the section. It is organized by patches and affected granular and muddy lithofacies in a zone more than 14 meters below the sequence boundary of the sequence B4 and along the sequence B4 (FIG 15).

Zone below SB B4 (TST B3)

- Dissolution of dolomite with creation of moldic porosity followed by vadose silt infillings in the dolomite vugs, in a probably unsaturated environment.

Overall studied section:

- A dedolomitization stage (dedolomitization event I, FIG. 15) with the presence of crystalline calcite, corresponding to dedolomite type II.

Intermediate stages

Overall studied section:

- Dolomitization III event. It was apparently related to sequence boundary SB B4 and the dolomitization affected an interval of several meters below SB B4 and also the TST of sequence B4. This dolomitization event replaced initial calcite or grew continuously around cores of early dolomite rhombs. Several crystal-growth zones were observed, which were labelled D_a, D_b from core to rim (ferroan zonation), and D_c and D_d (from core to rim), where D_b is often associated with a ferroan zone and a luminescent band (related to the calcitized stage that has oxidized initial Fe).
- Calcitization of dolomite rhombs and dolomite cement – i.e. dedolomitization associated with a dedolomite fabric type III including pseudomorphic fabrics (FIG 5; 7 G, H). Pseudomorphic calcite, with dark luminescence, completely replaces euhedral dolomite rhombs (FIG 11 C). The dolomite probably started to be dissolved or replaced after the C1a band cementation but before or during the C1b band cementation.

Late stages

Overall studied section:

- Calcite cementation stage. This event produced several generations of sparitic blocky calcite cements as observed in cathodoluminescence, (FIGS. 7: A to H; 11 C, D).
- Minor event of pressure solution. This event formed welded contacts between some grains.
- Selective calcite dissolution within dedolomite rhombs, especially in those located at the top of the TST B4 studied. They are partially to entirely dissolved showing rhombs with dissolution features along crystal rim and also along crystal bands. These dissolution features are sometimes the starting-point in the development of high porosity. This event was responsible for the precipitation of sparitic calcite cement inside the dedolomite rhombs.
- Later stages of diagenesis as fracturing and stylolites preceding a minor event of pressure solution. The latter event formed welded contacts between some grains.

5.2. ALTERATION OF DOLOMITIZATION

For each part of the stratigraphic section described in this paper, three main varieties of dedolomite textures have been observed, which reflect the diagenetic history of the limestone. Presenting a genetic model for dolomite formation is not the aim of this study, and the discussion is limited to dedolomite characteristics in order to improve the understanding of the alteration processes. Three dedolomite type related to their stratigraphic positions and to their characteristics were distinguished, (FIG. 5) i.e. (i) very fine-grained shell infilling dedolomite observed within the TST B4, (ii) a dedolomite crystals showing clear rims and cloudy cores filled by crystalline calcite (FIG. 5 II), and (iii) a zoned dedolomite with dark bands located (FIG. 5 III) in the sequence B4 and inside the interval immediately below the TST B4. The former dolomite crystals common to these three types were probably subhedral to euhedral rhombs, with an idiomatic texture. The main difference between these types is the presence of iron-bearing phases and the pervasive distribution of dedolomite just below the sequence boundary SB B4 and in the sequence B4.

The alteration textures and the presence of a massive calcitized dolomite indicate that at least two main alteration stages associated with dedolomitization took place. Some petrographic observations suggest that an earlier phase of dedolomitization (responsible for dedolomite type II) preceded the main event. For dedolomitization to occur, an increase in the Ca/Mg ratio or a decrease in the salinity of the pore fluids (Khalaf and Abdal, 1993) would be expected. The calcitized dolomite rhombs present at the top of HST B3, show a gray vadose crystal silt at the bottom of cavity which could be interpreted as near-surface early meteoric-vadose precipitation (Flügel, 2004), in crystal molds (FIG. 5 IIC) preceded by a dolomitization event. Later, intracrystalline pores were completely cemented by mosaic calcite (non luminescent to highly luminescent in cathodoluminescence, FIG. 7, H). The last cement stages have fossilized the previous features of the vadose silt sediment. In addition, some evidence suggests that the dolomitization event in this section part occurred before the Late Cretaceous. Millimetric sized fractures were enlarged by solution. They crosscut dedolomite crystals (FIG. 9 D, D1) and are infilled with crinoid elements of Late Cretaceous age (FIG. 9 D2).

At the top of HST of the sequence B3, dedolomite occurs mainly in muddy matrix and in *Baccinella* oncooids whereas within the TST of the sequence B4 the similar former dolomite crystals affected micritic matrix avoiding the oncooids.

This different behaviour may have probably been related to the difference in mineralogy of the oncooids below and above the sequence boundary SB B4 or to a mineralogical evolution of the dolomitizing fluid.

The previous phenomenon described is also recorded just below the sequence boundary SB B4 related to cavities. The former dolomites developed inside microcavities. The departure of dolomite resulted in the presence of gray vadose silt at the bottom and by mosaic calcite at the top. These cavities are similar to those called littoral epikarst and appearing in partially cemented limestone in intertidal to subtidal zones.

This observation confirms the presence of very shallow marine deposits such as beach and storm accumulations, which are observed lower in the section. As already determined by Arnaud-Vanneau and Arnaud (1985), the karst age is related to the Turonian period because bryozoan and crinoid infillings of this period were observed. These infillings correspond to the first transgressive stages during the Late Cretaceous.

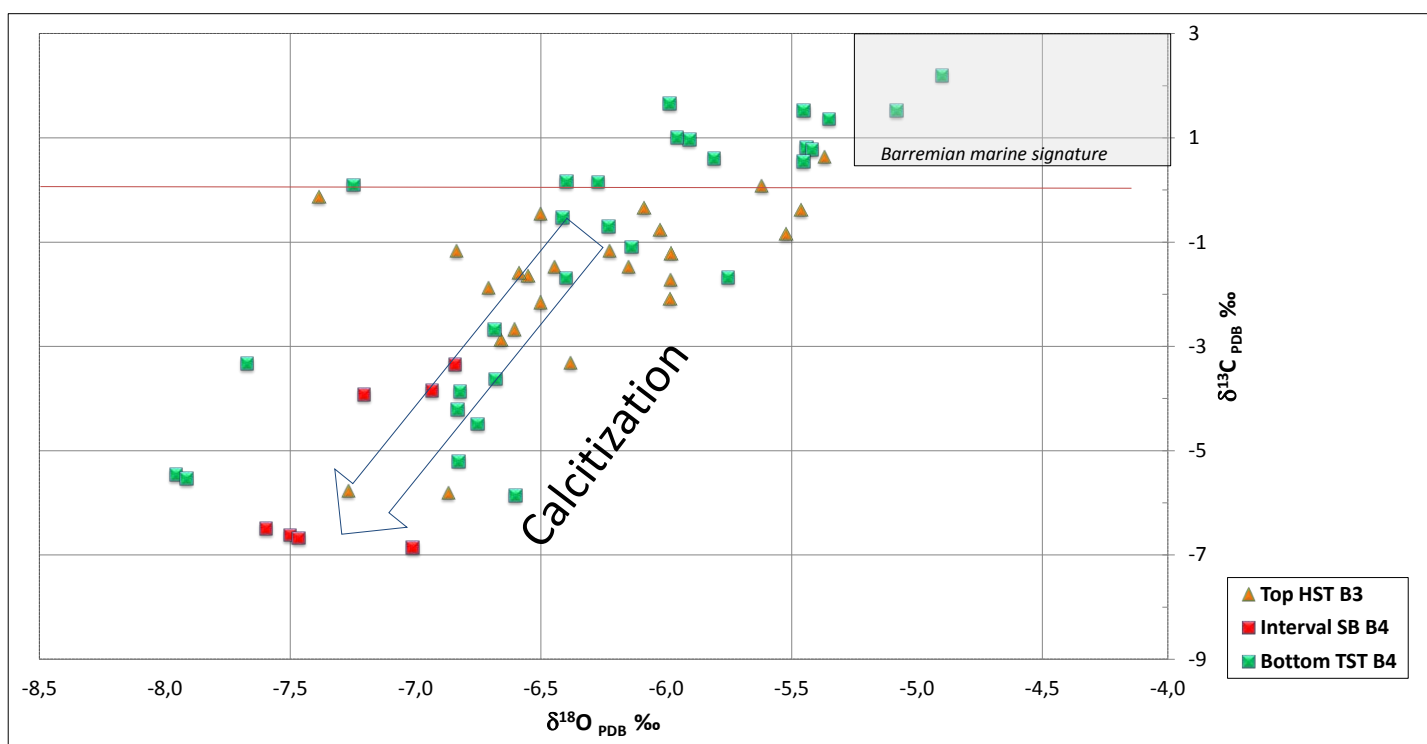
Based on the fact that dedolomite with crystalline calcite is crosscut by dedolomite showing dark-zoning (observed in FIG. 13 C2), at least two dolomitization/dedolomitization events occurred and dedolomite with crystalline calcite must have formed before the dark-zoned dedolomite.

5.3. INTERPRETATION OF THE DIAGENETIC WATERS AND WATER-ROCK INTERACTION

A cross-plot of stable carbon and oxygen isotope ratios reveals that bulk limestone samples have a wide range of $\delta^{13}\text{C}$ values (between -6.9 to 2.2 ‰) and a narrow range of $\delta^{18}\text{O}$ (between -7.8 to -4.9 ‰ VPDB) for the entire section studied. This is especially the case represented at the bottom of the TST of the sequence B4 (FIG. 16) and within the interval just below the sequence boundary SB B4. Whereas the positive carbon isotope ratio values reflect a Barremian seawater isotope signature (Godet et al., 2006; Bastide et al., 2013 in prep), the more negative may reflect the result of diagenetic overprint (Scholle and Arthur, 1980).

The depleted signature in both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ related to the calcitized dolomite demonstrates the occurrence of a major alteration and dedolomitization stage. This isotope signature is usually related to rain-water oxygen and soil-related carbon (Cantrell *et al.*, 2007; Nader *et al.*, 2008; Vandeginste and John, 2012). The effect of karst activity is also responsible for the depletion of isotope signature within the interval below the sequence boundary SB B4 (FIG. 16). The alteration of dolomite (calcitization of dolomite) follows a clear trend in isotopic signature. In addition, the co-variation trends of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, the different stages of dissolution (early shell dissolution and late dedolomite dissolution in the B4 limestone) and blocky calcite cementation indicate that the oxygen- and carbon-isotopes were altered, consistent with diagenetic alteration in meteoric water containing organic CO_2 (Fouke, 2005).

FIG. 16: Oxygen- and carbon- isotope cross plots from Gorges du Nan section of including the bulk-rock values of calcitized dolostones in according to the samples position on the section such as the top of the HST of the sequence B3 area, the interval below the sequence boundary SB B4 (red square) and the bottom of the TST of the sequence B4 area. The rectangle at top right corner represents the Barremian marine signature for calcite (Bastide et al., in prep.). The dolomite alteration (calcitization of dolomite) follows a clear trend in isotopic signature.



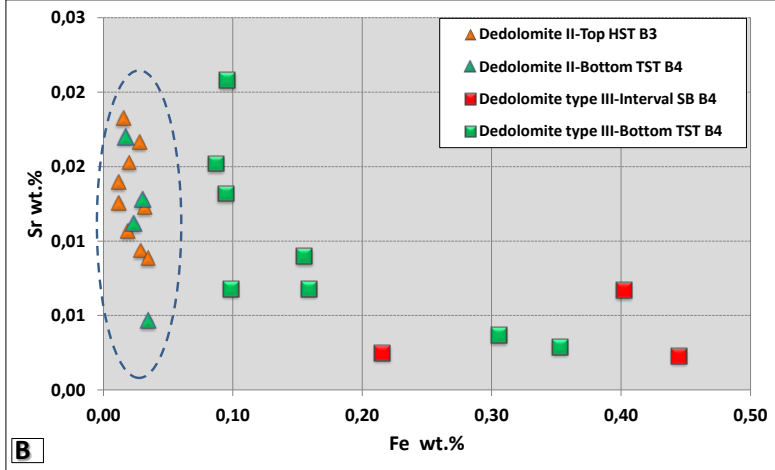
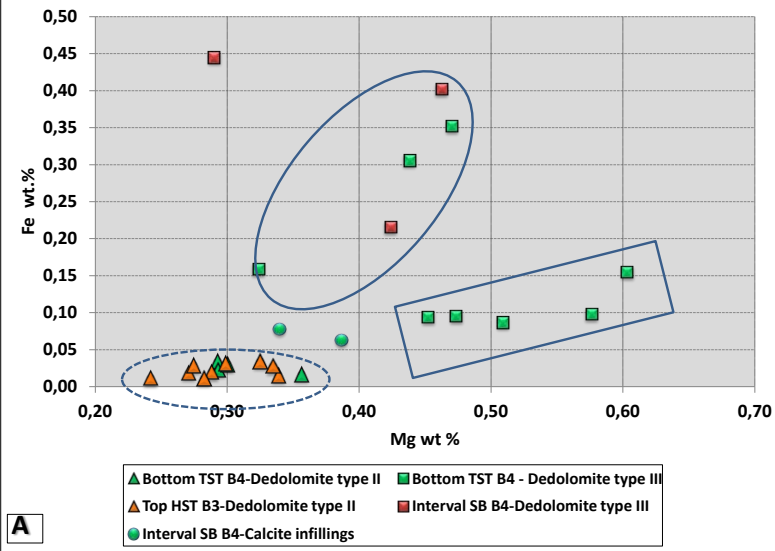


FIG. 17: Crossplots of elemental concentrations for the bulk carbonate fraction according to the dedolomite types II (triangle) and III (square) at the top of the HST of the sequence B3 (orange), at the interval below the sequence boundary SB B4 (red) and at the bottom of the TST of the sequence B4 (green). A) Mg versus Fe concentration, showing the lower Mg and Fe content for the dedolomite type II (dash circle) and samples altered compared with high Mg content of the TST B4 samples (rectangle). Nota also, two trends for the dedolomite III distinguishable toward the Fe content. Samples located at the interval below the SB B4 (circle) are more Fe content and highly dedolomitized than samples from the sequence TST B4. B) Fe versus Sr concentration showing the lower Fe content in high Sr dedolomite II (dash circle) samples compared with high Fe and low Sr content of the majority of dedolomite III samples.

Based on mineralogical analyses the former zoned dolomite crystal was affected by oxidation of unstable dolomite, generating iron oxides and hydroxides and calcitization of dolomite (FIG. 10). The association of iron oxides with dedolomitized carbonate rock is relatively common (Katz, 1968, 1971; Franck, 1981; Nader *et al.*, 2008; Vandeginste and John, 2012). But the oxidation of ferroan dolomite is not necessarily related to the calcitization of dolomite (Vandeginste and John, 2012). However, subaerial exposure may be responsible for the oxidation of ferroan dolomite and pseudomorphic replacement (Grosz *et al.*, 2006). The high Fe content and the depletion values of carbon isotope within the interval below the sequence boundary SB B4 may also result from (FIGS. 17, 18 A) the near-surface conditions with a higher soil-derived carbon input.

Bulk-rock analyses from the studied section exhibit significant variation in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.707472 -0.708803). The most radiogenic Sr (highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) measured occurred both within the interval below the sequence boundary SB B4 (0.707831) and at the TST B4 (0.708803). The Sr isotopic composition measured is not consistent with Barremian seawater (Jones *et al.*, 1994; Veizer *et al.*, 1999 and McArthur *et al.*, 2004). Many previous studies assumed that the distribution of diagenetic events such as cementation, replacement and dissolution, records the flow path geometry of the fluid flow system during diagenesis (Wilson *et al.*, 1990; Vahrenkamp, 1996). The more radiogenic values measured may have been related to the samples highest affected by diagenetic and alteration processes such as multiples dedolomitization events (interval below the SB B4) and dissolution events (within TST B4).

5.4. COMPARISON WITH OTHER CASE STUDIES

Seawater dolomitization following a subaerial exposure of limestone and related to an epikarst, located near the sequence boundary in Vercors (France), was described by Moss and Tucker (1996). The dolomites described by these authors are petrographically distinguishable from our, according to the iron presence and crystal type. They are quite similar to the earliest crystalline dolomite observed and described in this paper (TST B4). The presence of these dolomites, which have never been buried deeper than 1000 m, confirms at least one early dolomitization event. The karstic cavities partially infilled by crystalline dolomite are covered at the next transgressive systems tract by a bioclastic grainstone of the following TST. This last event confirms a Barremian age for the dolomite. The association of dolomitization and subaerial exposure implies that although marine water was the primary agent, meteoric and/or continental groundwater may have played an important role.

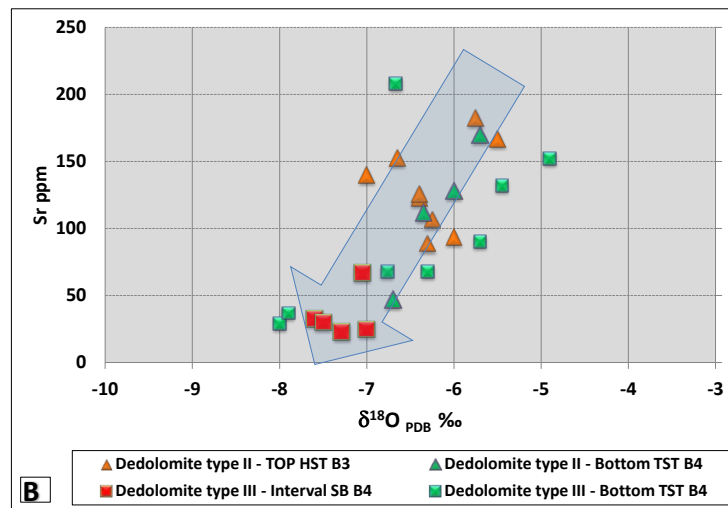
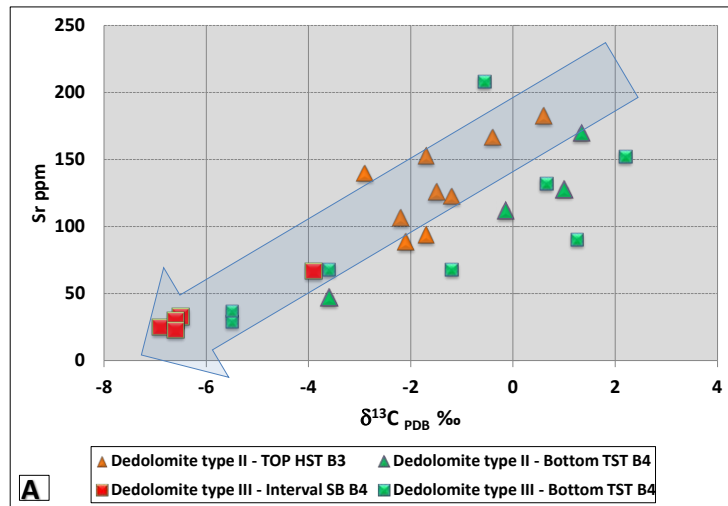


FIG. 18: Crossplots of Sr concentration and carbon or oxygen isotopes for the bulk carbonate fraction according to the dedolomite types II (triangle) and III (square) at the top of the HST of the sequence B3 (orange), at the interval below the sequence boundary SB B4 (red) and at the bottom of the TST of the sequence B4 (green). Note the positive correlation between the variables Sr and each isotope ratio. A) $\delta^{12}\text{C}$ (‰ VPDB) vs Sr (in ppm). B) $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB) vs Sr (in ppm). Both crossplots show a clear depletion for the samples located at the interval below the sequence boundary SB B4 close to the karst cavities.

Two different dolomite bodies in Jurassic carbonate rocks from the Sahtan Group and outcropping in the central Oman Mountains have been studied by Vandeginste and John (2012), including complex diagenetic events such as dolomitization and calcitization of the dolomite. The first dolomite body seems to be stratabound, whereas the second dolomite body is related to fractures. Two dolomite types were described by these authors; the distinction between them is related to the presence or absence of ferroan dolomite rhombs. This study reveals quite similar characteristics of the dolomite crystals with dark zoning, which were clearly related to precipitation of dolomite associated with a fracture network.

Based on field data and petrography, two phases of alteration are evident in Oman, an earlier dedolomitization event affecting the stratabound dolomite only, and a more pervasive Pleistocene–Holocene alteration phase associated with surface weathering that affected both the fault-related dolomite and to a lesser extent the stratabound dolomite. The important part of the explanation of dedolomitization process described is related to the weathering fluctuations. Similarly to this study the dedolomitization event, which is responsible for the dedolomite type III, is driven by surface meteoric fluids and calcite resulting from pseudomorphic replacement of former dolomite. The isotope signature is also quite similar with the dedolomite type III especially those located at the interval below the sequence boundary SB B4. Vandeginste and John (2012) consider the important role of the high fluid/rock ratio in the exposure to meteoric water settings and weathering condition to explain the isotope signature such as a regular and moderate rainfall or wet conditions. This assumption can be also applied to our case for the dedolomitization events.

6. CONCLUSIONS

This study highlights at least three dolomitization stages separated by dedolomitization events based on the petrographic characteristic and position along the section studied. An earlier dolomitization stage followed by a dedolomitization event was recorded in shell infillings located at the TST B4 level. A dedolomitization event was identified responsible for the formation of crystalline calcite and vadose silt (especially at the top of the HST B3). In addition, petrographic evidence suggests the occurrence of a second dedolomitization phase that affected the dolomite dark-zoning and post dates the dedolomite type II.

The depletion in both stable carbon and oxygen isotope values of the carbonate fraction, observed in dedolomite type III (crystal dark-zoning), especially close to the sequence boundary, is due to the interaction of meteoric fluids depleted in soil-derived CO_2 and is typical of rain-water oxygen.

However, the sources of diagenetic fluids, the extent of the regional fluid-flow system, as well as the driving mechanisms still remain uncertain. The groundwater flowed at shallow depth and the exact timing of the movement of this fluid is not clear yet. Several questions need to be addressed in future work about the source(s) of dolomitizing fluids for the sector: Which were the pathways, which migrating saline brines could have followed to reach the Urgonian limestone? Which driving mechanisms were responsible for moving fluids necessary for pervasive replacement of dolomite of the series through the regional or local flow system? Although the current study did not investigate quantitative and qualitative aspects of flow, factors controlling fluid migration must play a key role in dedolomitization events such as fracturing aspect.

Currently a numerical model on the diagenetic overprints is developed to reproduce the driving mechanisms responsible for moving fluids. This research focuses on the identification of the most appropriate type of driving flow mechanisms and on their test.

7. ACKNOWLEDGMENTS

The authors are particularly grateful to Total S.A for the authorization to present this work, and for the support to this study. They are also thankful to the ANRT (National Association of Research and Technology) for their funding for the PhD research. Authors are thankful to Christophe Durlet (Bourgogne University at Dijon) for fruitful discussion on diagenetic processes and for his help in cathodoluminescence analysis.

Special thanks go to Dr. Massimo Chiaradia and his technical assistant for the strontium-isotope analyses at the University of Geneva. Dr. Jorge Spangenberg, University of Lausanne, was especially helpful to manage and supervise stable-isotope analyses. Jean-Claude Lavanchy, University of Lausanne, assisted in many occasion of the mineralogy analyses. Hubert Arnaud (Grenoble) is thanked for in-depth discussions on the Urgonian.

8. REFERENCES

- Adatte T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Blanc-Alétri M.-C., Bodin S., Carrio-Schaffhauser E., Föllmi K., Godet A., Raddadi M.C. and Vermeulen J., 2005, The Hauterivian-Lower Aptian sequence stratigraphy from Jura to Vocontian Basin: a multidisciplinary approach, *Géologie Alpine*, 1-181.
- Amthor J.E and Machel H.G, 1993, Subsurface dolomites in Upper Devonian Leduc Formation buildups, central part of Rimbey-Meadowbrook reef trend, Alberta, Canada, *American Association of Petroleum Geologists*, 42 , 164-185.

Arnaud-Vanneau A., 1980, Micropaléontologie, Paléo-écologie et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales), Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Doctorat d'Etat Thesis, p.1115.

Arnaud H., 1981, De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy.), Vol.2 : Sédimentologie et Paléogéographie, Doctorat d'état thesis, Geologie Alpine, Mémoire N°12, 495 pp.

Arnaud-Vanneau A. and Arnaud H., 1985, Mise en évidence d'un paléokast turonien daté par des bryozoaires dans le Vercors septentrional(France SE): *Geobios*, 18, p. 617-619.

Arnaud-Vanneau A. and H. Arnaud, 1990, Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura): *international Association of Sedimentologists, Special Publication*, 9, 203-233.

Arnaud-Vanneau A. and H. Arnaud, 1991, Les calcaires Urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France): Age et discussion des données stratigraphiques, *Géologie Alpine*, t. 67, 63-79.

Arnaud H., Arnaud Vanneau A., Blanc-Alétru M.-C., Adatte T., Argot M., Delanoy G., Thieuloy J. P., Vermeulen J., Virgone A., Virlouvét B. and Wermeille S., 1998, Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France), *Géologie Alpine*, 74, 3-89.

Ayora C., Taberner C., Saaltink M.W. and Carrera J., 1998, The genesis of dedolomites: a discussion based on reactive transport modeling: *Journal of Hydrology*, 209, 346-365.

Back W., Hanshaw B.B., Plummer L.N., Rahn P.H., Rightmire C.T. and Rubin M., 1983, Process and rate of dedolomitization: mass transfer and ¹⁴C dating in a regional carbonate aquifer. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1415-1429.

Baré S., 2000, Caractérisation diagénétique de la limite de séquence SbB4 au Pic de l'Oeillette (Chartreuse): PhD thesis, Grenoble.

Bernaus J. M., Arnaud-Vanneau A. and Caus E., 2003, Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian–Early Aptian of the Organya` basin, Spanish Pyrenees, *Sedimentary Geology*, 159, 177-201.

Bischcoff J.L., Juliá R., Shanks W.C., and Rosenbauer R.J., 1994, Karstification without carbonic acid: bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. *Geology*, 22, 995-615.

Braun M. and Friedman G.M., 1970, Dedolomitization fabric in peels: a possible clue to unconformity surfaces, *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 417-419.

- Budai J. M. and Lohmann K. C., 1984, Burial dedolomite in the Mississippian Madison limestone, Wyoming and Utah thrust belt, *Journal of sedimentary Petrology*, 54, 276-288
- Cantrell D.L., Al-Khammash A., and Jenden, P.D., 2007, Characterization and significance of dedolomite in Wadi Nisah, central Saudi Arabia: *GeoArabia*, v. 12, 15–30.
- Canaveras J., Sanchez-Moral S., Calvo J., M.Hoyos and Ordonez S., 1996, Dedolomites associated with karstification. An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid basin, Central Spain, *Carbonates and Evaporites*, 11, 85-103 .
- Dickson J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 491-505.
- Deike R.D., 1990, Dolomite dissolution rate and possible Holocene dedolomitization of water bearing units in the Edwards Aquifer, south-central Texas, *Journal of Hydrology*, 112, 335-373.
- Carrio-Schaffhauser E., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H. and Fourcade E., 2001, Porosity evolution beneath sequence boundaries of Tethyan carbonate platforms, *Géologie méditerranéenne*, Tome XXVIII, n°1-2, 45-47.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Ham, W.E. *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologists Memory 1, 108-121.
- Fouke B.W., Schlager W., Vandamme M.G.M., Hendriks J. and Van Hilten B., 2005, Basin-to-platform chemostratigraphy and diagenesis of the Early Cretaceous Vercors Carbonate Platform, SE France, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, 297-314.
- Frank J.R., 1981, Dedolomitization in the Taum Sauk limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, 7-18.
- Flügel E., 2004, *Microfacies of carbonate rocks*, Springer Berlin Heidelberg New-York, 976p.
- Godet A., Bodin S., Föllmi K. B., Vermeule J., Gardin S., Fiet N., Adatte T., Berner Z., Stüben D. and van de Schootbrugge B., 2006, Evolution of the marine stable carbon-isotope record during the early Cretaceous: A focus on the late Hauterivian and Barremian in the Tethyan realm, *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 254-271.
- de Graciansky P. C. and Lemoine M., 1988, Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps: A consequence of North Atlantic rifting during Tethyan spreading, *Bulletin de Société Géologique de France*, 8, t. IV vol. 5, 733-737.

- Guo B., Sanders J. E. and Friedman G. M., 1996, Timing and origin of dedolomite in upper Wappinger group (lower Ordovician) strata, southeastern New York, *Carbonates and Evaporites*, 11, 113-133.
- Hunt D. and Tucker M., 1993, Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France, *International Association of Sedimentologists*, 18, 307-341
- Jacquin T., Vail P.R, Arnaud H., Dardeau G., Graciansky P.Ch., Lemoine M., Magniez-Jannin F., Marchand D. and Ravenne C., 1990, Stratigraphic signatures of the tectonic and eustatic effects during the post-rift history of the Tethyan margin in the Southern Vercors (France), *American association of Petroleum Geologists, Abstracts 74/5*, 683 pp.
- Jacquin T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H. and Vail P.R., 1991, Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines, *Marine and Petroleum Geology*, 8, 122-139 .
- James N.P., Bone Y. and Kyser T.K., 1993, Shallow burial dolomitization and dedolomitization of Mid-Cenozoic, cool-water, calcitic, deep-shelf limestones, Southern Australia, *Journal of Sedimentary Research (SEPM)*, 63 (3), 528-538.
- Jones C. E., Jenkyns H. C., Coe A. L. and Hesselbo S. P., 1994, Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, N°14, 3061-3074.
- Katz A., 1968, Calcian dedolomite and dedolomitization, *Nature*, 217, 439-440.
- Katz A., 1971, Zone dolomite crystals, *Journal of Geology*, 79,38-51.
- Khalaf F.I. and Abdal M.S., 1997, Dedolomitization of dolocrete deposits in Kuwait, Arabian Gulf, *Geologische Rundschau*, v. 82, 741-749.
- Kenny R., 1992, Origin of disconformity dedolomite in the Martin Formation (Late Devonian, northern Arizona), *Sedimentary Geology*, 78, 137-146.
- Kindler P., Godefroid F., Chiaradia M., Ehlert C., Eisenhauer A., Frank M., Hasler C.A. and Samankassou E., 2011, Discovery of Miocene to lower Pleistocene deposits on Mayaguana, Bahamas: evidence for recent active tectonism on the North American margin,. *Geology*, v. 39/6, 523-526.
- Holail H. and Lohmann K.C., 1988, Dolomitization and dedolomitization of Upper Cretaceous carbonates: Baharya Oasis, Egypt, *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, 43, 191-207.
- Lee M.R. and Harwood G.M., 1989, Dolomite calcitisation and cement zonation related to uplift of the Raisby Formation (Zeichstein carbonate), northeast England, *Sedimentary Geology*, 65, 285-305.

- Lemoine M. and de Graciansky P.C., 1988, Histoire d'une marge continentale passive: Les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 1988/4, 597–600.
- Lohmann K.C., 1988, Geochemicals patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: James, N.P., Philip, W.C. (Eds.), Paleokarst. Springer, Berlin, 58–80.
- Machel H.G., 2002. The dolomite problem - quo vadis? In Hüssner H., Hinderer M., Götz A.E., Petschick R. (eds.) Sediment 2002, the 17th Sedimentologists meeting, Frankfurt am Main – Darmstadt.
- Moss S. and Tucker E.M., 1996, Dolomitization associated with transgressive surfaces - a mid-Cretaceous example, *Sedimentary Geology*, 107, 11-20.
- Moss S. and Tucker E. M., 1995, Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates the Urgonian limestone formation of SE France: near-surface and shallow-burial diagenesis, *Sedimentology*, 42, 853-874.
- Nader F.H., Swennen R. and Keppens E., 2008, Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones (Lebanon): results from petrographic and sequential geochemical analyses, *Sedimentology*, 55, 1467-1485.
- Nader F.H., Swennen R., Vincent B., Teles V., Doligez B., 2007, Hydrothermal dolomitization fronts: Implications on Reservoir characterisation and modelling (Jurassic, Lebanon), International petroleum technology conference.
- Pingitore, N.E., 1978, The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: Theory and application, *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 799-814.
- Raddadi M. C., 2004, Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques, PhD Thesis of the Joseph Fourier University (Grenoble, France) and Sfax University (Tunisie).
- Raines M.A. and Dewers T.A., 1997, Mixed transport/reaction control of gypsum dissolution kinetics in aqueous solutions and initiation of gypsum karst, *Chemical Geology*, 140, 29-48.
- Rameil N., 2008, Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: A case study from the Jura Mountains, (NW Switzerland, E France), *Sedimentary Geology*, 212, 70-85.
- Révész K., Landwehr J.M., Keybl J., 2001, Measurement of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ isotopic ratios of $CaCO_3$ using a Thermoquest Finnigan GasBench II Delta Plus XL continuous flow isotope ratio mass spectrometry with application to Devis Hole core DH-11 calcite, U.S. Geological Survey. Open-File Report, 01-257, 17.
- Ruffell A. H., Battern D. J., 1990, The Barremian-Aptian arid phase in Western Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80, 197-212.

Scholle P.A. and Arthur M.A., 1980, Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64, 67-87.

Sibley D. and Gregg J., 1987, Classification of dolomite rock texture, *Journal of sedimentary petrology*, 57, 6, 967-975.

Vahrenkamp V.C., 1996, Carbon isotopes stratigraphy of the Upper Kharaib and Shuaiba Formations: implications for the Lower Cretaceous evolution of the Arabian Gulf Region. *American Association of Petrological Geology Bulletin*, 80, 647-662.

Vandeginste V. and John C. M., 2012, Influence of climate and dolomite composition on dedolomitization: insights from a multi-proxy study in the central Oman Mountains, *Journal of sedimentary Research*, 82, 177-195.

Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O. and Strauss H., 1999, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology*, 161, 29.

Veizer J., Buhl D., Bruhn F., Diener A., Ebner S., Podlaha O., Bruckschen P., Jasper T., Korte C., Schaaf M., Ala D. and Azmy K., 1997, Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132, 12.

Von Morlot A., 1847, *Veber Dolomit und seine Kunstliche Darstellung aus Kalkstein: Naturwissenschaftliche Abhandlungen, gesammelt und durch Subscription lursg: Von Wilhelm Haidinger*, 1, 305-315.

Voigt E., 1985, Bryozoaires du Crétacé supérieur trouvés dans les résidus du remplissage d'une fente karstique dans les Gorges du Nant (Vercors): *Geobios*, v. 18, p. 621-642.

Warren J., 2002, Dolomite: occurrence, evolution and economically important association, *Earth Science Review*, 52, 1-81.

Wissler L., Hanspeter F. and Weissert H., 2003, Response of early Cretaceous carbonate platform to changes in atmospheric carbon dioxide levels, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, 187-205.

Wilson E.N., Hardie L.A. and Phillips O.M., 1990, Dolomitization front geometry, fluid flow patterns, and the origin of massive dolomite: the Triassic Latemar buildup, Northern Italy, *American Journal of Sciences*, 741-796.

Woo K.S. and Moore C.H., 1996, Burial dolomitization and dedolomitization of the late Cambrian Wagok formation Yeongweol, Korea, *Carbonates and Evaporites*, 11, 2, 104-112.

4.4 LE MODÈLE DIAGÉNÉTIQUE DE LA PORTION DES GORGES DU NAN

4.4.1 Descriptions complémentaires par secteur

Les planches, qui suivent, représentent des interprétations de l'étude analytique sur la diagenèse par secteur. Initialement, la dolomitisation avait été supposée comme stratiforme, c'est à dire à l'échelle de la paraséquence. La suite des analyses et des observations laisse penser que ce processus n'est pas unique et qu'au moins deux phases de dolomitisation se sont succédées selon les zones étudiées. Trois secteurs ont été distingués dans la description, le sommet de la séquence B₃, l'intervalle sous-jacent la limite de séquence B₄ et la base de la séquence B₄. Afin de mieux décrire la zone étudiée, les planches décrivent les éléments remarquables observés en lames minces et présentent les données géochimiques des isotopes stables (oxygène, carbone et strontium).

Chaque planche est organisée de la même manière :

- Le log sédimentaire avec les courbes des isotopes stables de l'oxygène et du carbone ;
- Le diagramme des isotopes stables de l'oxygène par rapport au carbone de l'ensemble du secteur, avec une mise en évidence des données appartenant au secteur décrit de la planche ;
- La localisation des échantillons sur l'affleurement du secteur décrit ;
- Des photos de lames minces et/ou des images significatives de l'affleurement mettant en évidence des géométries caractéristiques ;
- Des images, à petite échelle, obtenues en lumière transmise ou en cathodoluminescence de caractéristiques diagénétiques telles que le type de rhomboèdre dédolomite, le degré d'abondance de la dolomitisation, la sélection/préservation d'éléments et l'impact des phases tardives.

Les planches 1a, 1b et 1c, cf. figures 4.7, 4.8, 4.9 et 4.10, décrivent le sommet de la séquence B₃ sur quelques mètres, la planche 1a décrivant essentiellement la zone de la limite de séquence SB B₄. La figure 4.7 explicite la composition des trois planches.

La planche 1a, au niveau de l'intervalle sous-jacent à la limite de séquence B₄, montre l'impact important de la dolomitisation où le faciès d'origine est difficile à déterminer avec certitude. Dans cet intervalle, la dolomite n'est plus préservée et est entièrement dédolomitisée, cf. figures C2 planche 4.8. La dédolomite présente est zonée avec un coeur sombre (ferreux d'après l'analyse au MEB) le plus souvent ou bien localisée sur les contours des reliques de rhomboèdres (supérieurs à 50 μm – inférieurs à 250 μm) comme décrit dans l'article. La forme des rhomboèdres est parfois difficilement identifiable car le plus souvent associé à une cimentation intense par de la calcite de type sparitique.

Le signal isotopique est marqué par des valeurs très négatives en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ par rapport au reste du log, particulièrement les échantillons 12 à 14 localisés à proximité de la poche karstique. D'après les courbes de référence de Veizer et al. (1999), Arthur et al. (1983), ces valeurs confirment une signature diagénétique et donc non associées à l'environnement de dépôt. De plus, la proximité d'une poche karstique affecte fortement le signal isotopique du carbone affichant des valeurs inférieures à -6 ‰ (PDB).

De part et d'autres de cet intervalle, on retrouve les dédolomites initialement décrites au sommet de la séquence B₃ dans l'article. En effet, cette dédolomite est caractérisée par un remplissage de calcite cristalline (grain inférieur à 50 μm) avec un coeur plus sombre que les

contours des reliques de rhomboèdre, notée type dedolomite 1 sur le schéma de les planches 4.8, 4.9 et 4.10.

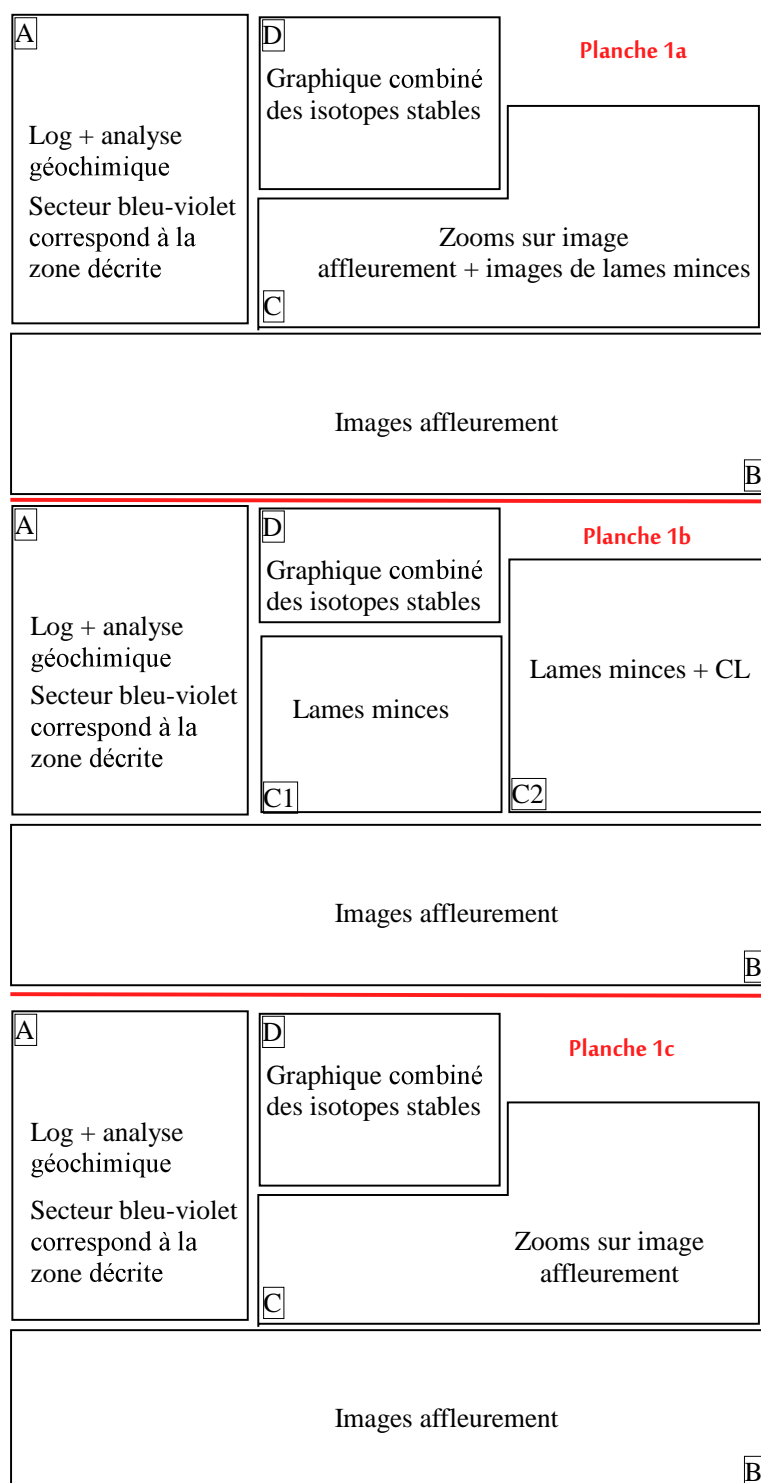
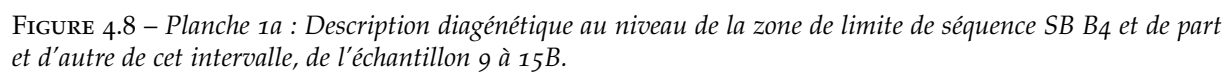
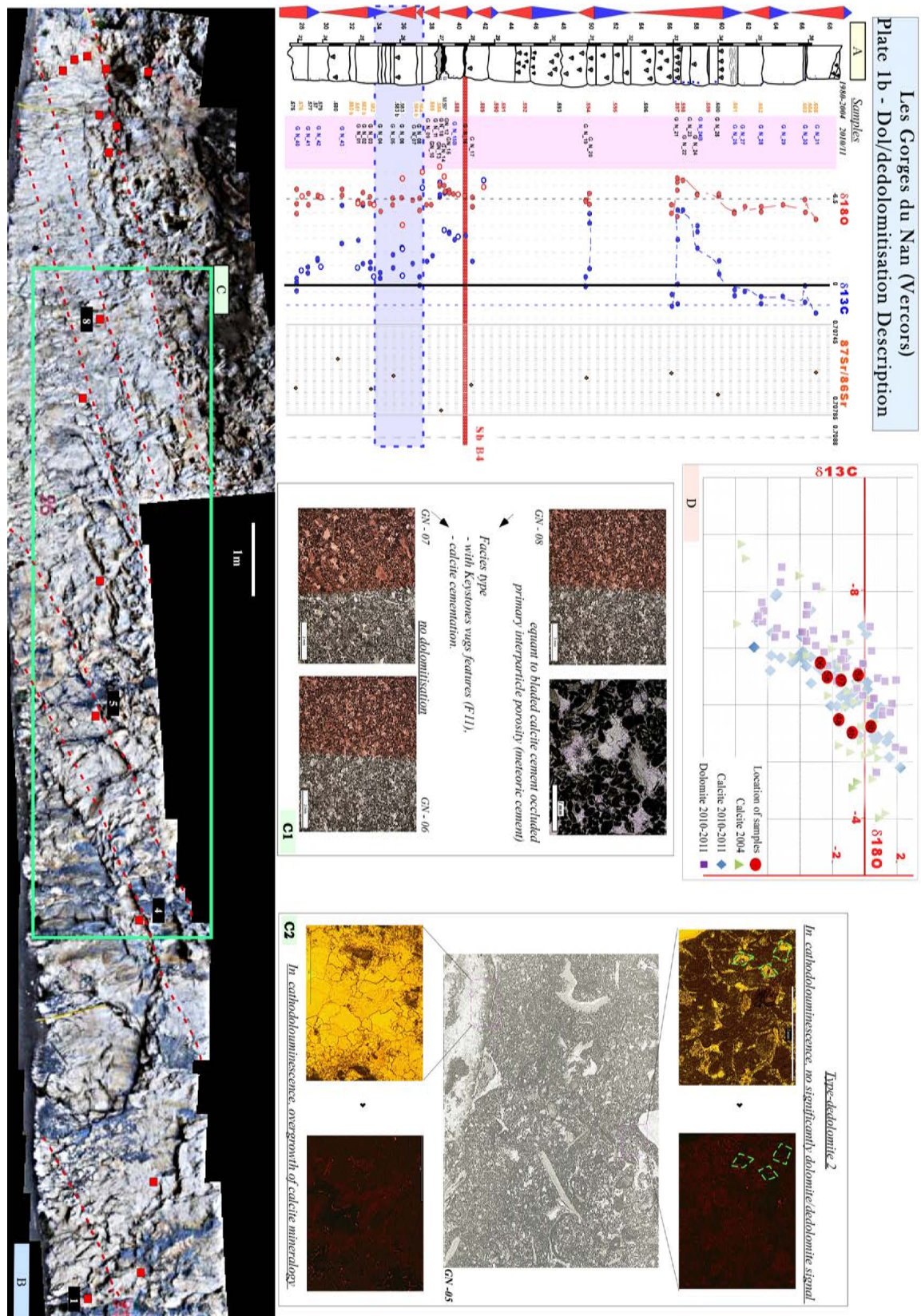
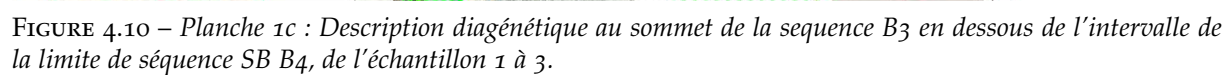


FIGURE 4.7 – Composition des planches 1a 4.8, 1b 4.9 et 1c 4.10.

Les planches 1b et 1c décrivent des zones localisées au minimum à quatre mètres en dessous de la SB B₄, où la proportion de dolomite/dédolomite est plus faible que dans les couches sus-jacentes. Le faciès de départ est souvent bien identifiable et peu confiné. Dès que l'on retrouve les faciès de type F₁₁, comme sur la planche 1c, la dolomitisation est plus représentée







et parfois très sélective (affectant principalement les oncolites à Baccinelles).

Sur ces planches, la dédolomite est similaire à celle décrite dans l'article, une dédolomite souvent rempli par de la calcite cristalline. Cette dernière en revanche est souvent altérée par des épisodes de dissolution de cette calcite cristalline suivis de remplissages tardifs de type silt vadoses et/ou un ciment de calcite sparitique, cf. figures C1, planche 1c 4.10.

Les valeurs isotopiques en carbone et oxygène des échantillons caractérisés par cette dédolomite à calcite cristalline sont comprises respectivement entre $(-3; -0.5^0/_{00})$ et $(-7; -5.5^0/_{00})$. Les valeurs isotopiques les plus négatives enregistrées correspondent aux échantillons où le prélèvement de poudre a été effectué sur les zones sombres les plus altérées.

La planche 2, cf. figures 4.11 et 4.12, décrit une zone localisée à une dizaine de mètres au-dessus de la limite de séquence B₄¹⁵.

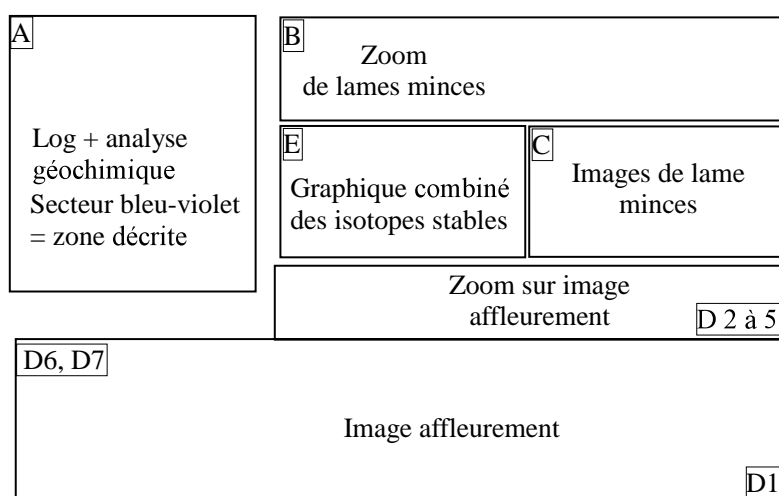


FIGURE 4.11 – Composition de la planche 2, 4.12.

Sur le graphique B de la planche, deux zones de valeurs isotopique en carbone se distinguent. Les valeurs les plus négatives correspondent aux objets affectés par tous les processus diagénétiques et présentent un faciès abondamment affecté par la dolomitisation (échantillons 20b et 20c ; dédolomite de type 2). Sur le secteur, la couleur diffère légèrement, dans des tons plus foncés, pour les zones les plus affectées par la dolomitisation, cf. photos affleurement C et D.

La planche 3, cf. figures 4.13 et 4.14, décrit une zone localisée à une vingtaine de mètres au-dessus de la limite de séquence B₄. Sur l'affleurement, quelques zones et figures diagénétiques sont identifiables. Les bancs sont souvent massivement dolomitisés présentant des formes sans organisation particulière (associées parfois à des bioturbations). Ces processus diagénétiques affectent la matrice mais également les coquilles de macro- et microfaunes, cf. planche 4.14 D1 à 8.

Le signal isotopique couvre l'ensemble des valeurs possibles, graphique E. Le signal illustre l'évolution des fluides diagénétiques. Les valeurs tendant vers le négatif correspondent aux derniers événements de la diagénèse issus de fluides météoriques. Sur cette zone, une porosité secondaire issue d'une dissolution est préservée, cf. planche 4.14 B, et localisée dans les

15. Entre cette dernière et la zone décrite, l'affleurement a été bétonné ce qui explique l'absence de données isotopiques

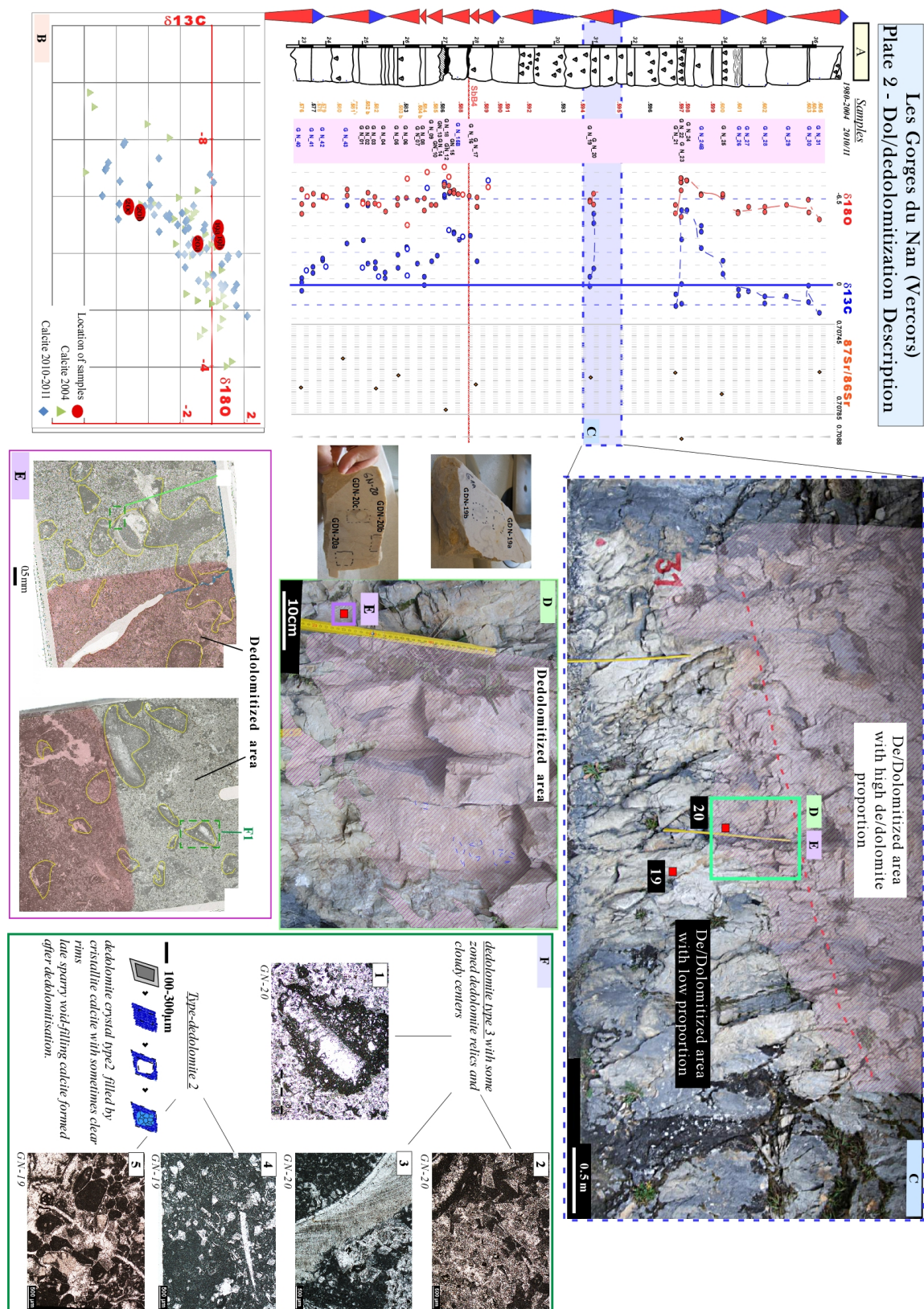


FIGURE 4.12 – Planche 2 : Description diagénétique correspondant aux échantillons 19 et 20, localisés 10 mètres au-dessus de la limite de séquence SB B4.

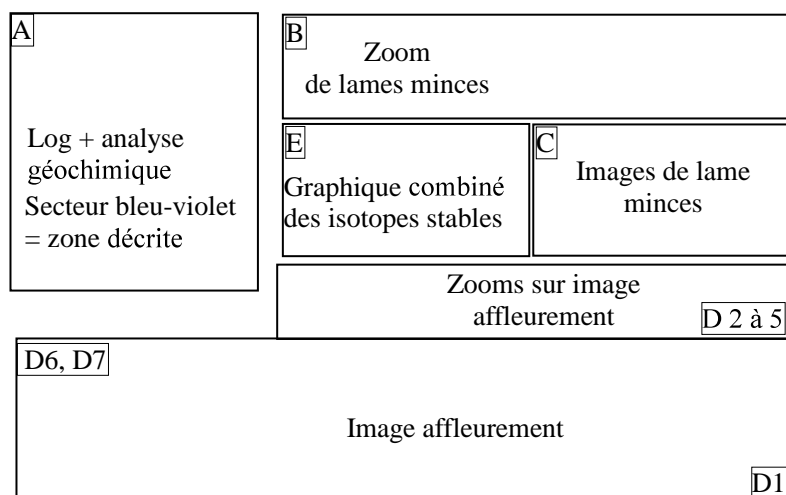


FIGURE 4.13 – Composition de la planche 3, 4.14.

anciens rhomboédres de dolomite à l'interface avec la matrice. L'observation en cathodoluminescence montre bien que la dolomite a été complètement remplacée par la calcite, notamment par l'absence de luminescence en CT.

La planche 4, cf. figures 4.15 et 4.16, décrit une zone localisée à deux mètres environ de la précédente. Des formes supposées diagénétiques, sans géométrie particulière, pluricentimétriques sont reconnaissables. Le signal isotopique est positif en carbone 13, planche 4.16E, avec des valeurs comprises entre 0 et 2 ‰ (PDB).

L'observation en lames minces ne montre pas de différence notable avec les dolomites précédemment décrites. En revanche, l'observation en cathodoluminescence montre une alternance de bandes de luminescence localisée dans les cristaux de dolomites zonés. Il semblerait que par endroit la dolomite soit préservée, ce qui pourrait expliquer la gamme de valeurs isotopiques mesurée correspondant à un signal diagénétique marin peu enfoui.

La planche 5, cf. figures 4.17 et 4.18, présente les derniers bancs étudiés localisés à l'entrée du tunnel. Comme pour la planche précédente, le signal isotopique en carbone 13 est positif.

L'observation en cathodoluminescence et en lame mince (imprégnation à l'alizarine) ne montrent presque pas de préservation de cristaux même partiels de dolomite. Le signal isotopique met plus en évidence la phase de remplacement de la dolomite par la calcite en environnement météorique que la phase de dolomitisation.

La figure 4.19 est une estimation de la proportion de l'effet des phénomènes de dolomitisation/dédolomitisation observé en lames minces tout le long du log. Cette estimation sera une donnée conditionnant les résultats des simulations diagénétiques.

4.4.2 Le modèle numérique de la diagenèse, les étapes initiales

Comme précisé dans l'introduction, la représentation numérique a été réalisée bien que l'étude de l'histoire diagénétique ne soit achevée. L'absence de donnée sur la dolomitisation a conduit à envisager plusieurs hypothèses et leur éventuelle représentation.

En effet, plusieurs scénarios du mode d'écoulement responsables de la formation de la dolomitisation ont été supposés et simulés dans un premier temps (décrit plus loin). Au total, cinq phases diagénétiques ont été simulées, sachant que les deux premières sont les plus déterminantes, la dolomitisation et la dédolomitisation. En effet, le processus de dolomitisation

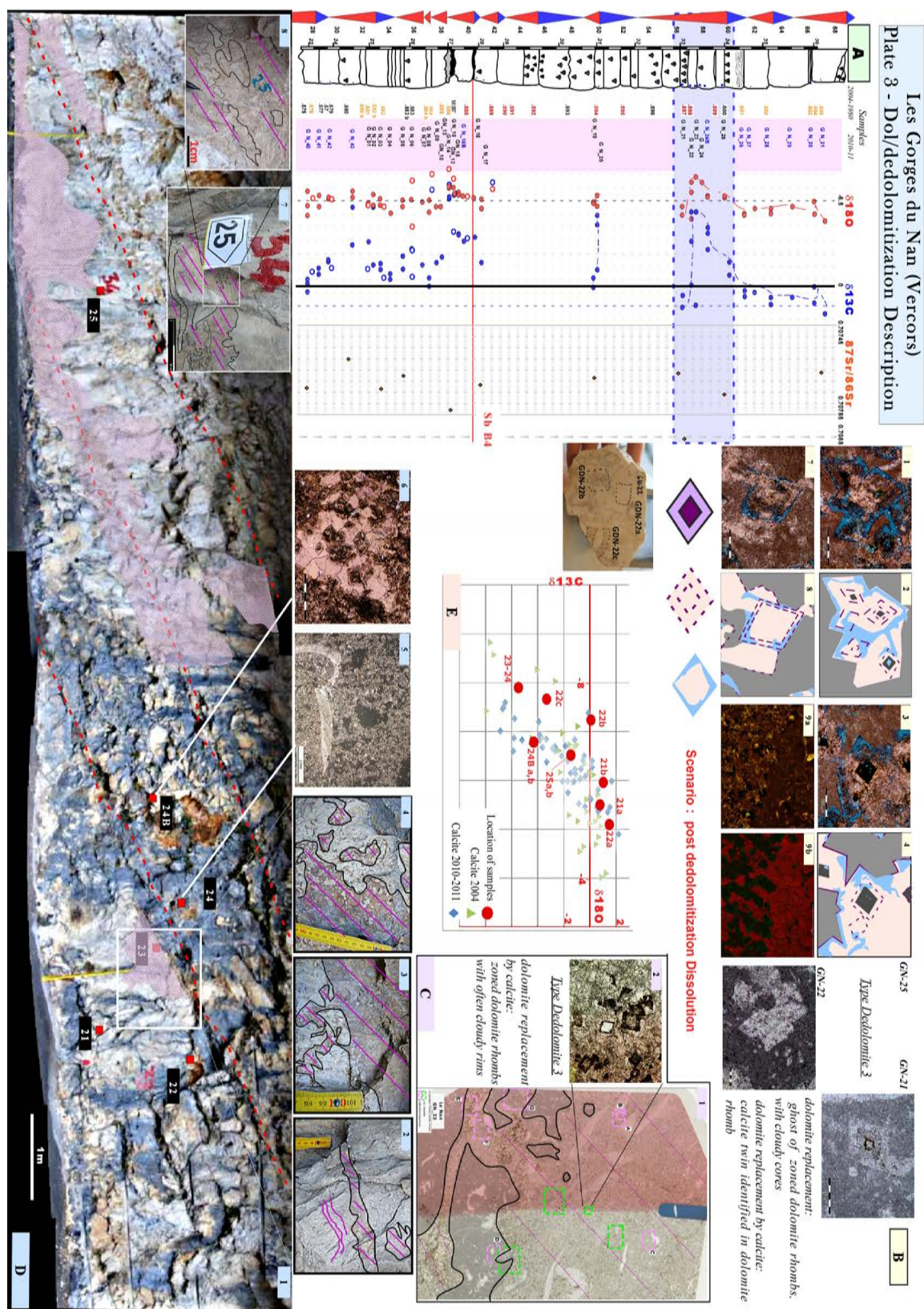


FIGURE 4.14 – Planche 3 : Description diagénétique de l'intervalle correspondant à l'horizon H₃ et concernant les échantillons GN 21 à 25.

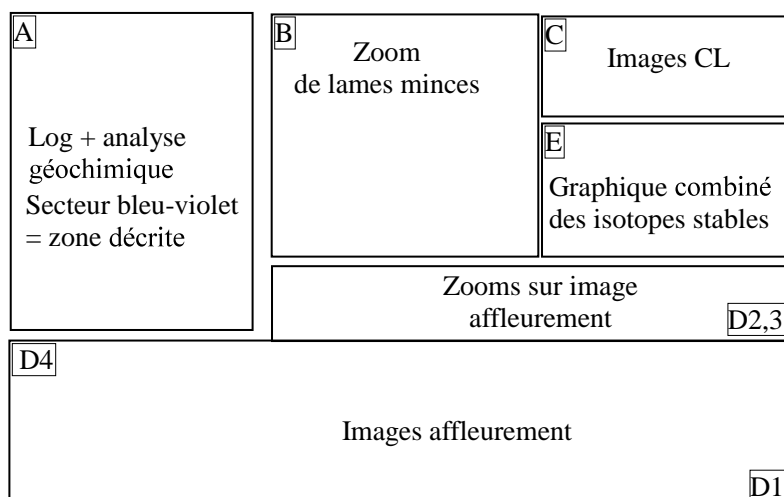


FIGURE 4.15 – Composition de la planche 4, 4.16.

conditionne les phases suivantes.

Jusqu'à six scénarios possibles ont été envisagés sur l'enchaînement des phases à simuler, résumés sur le tableau 4.20 et les figures 4.21, 4.22, 4.23 et 4.24.

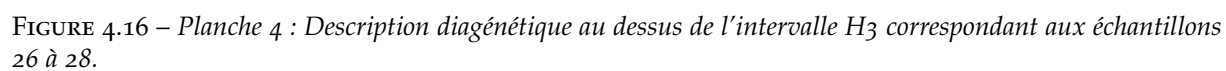
Les différences portent sur la disposition et la succession des phases de dolomitisation et de dédolomitisation. Les scénarios 1 à 3 (figures 4.21 et 4.22) regroupent les phases de dolomitisation en une réaction diagénétique.

Le scénario 1 suppose que chaque phase se succède et se développe en un seul évènement tout le long du log (figure 4.21 (a)). Le scénario 2 distingue une phase de dolomitisation pseudo-stratiforme suivie des phases suivantes identiques au scénario 1 (figure 4.21 (b)). Le scénario 3 distingue les deux phases de dolomitisation et de dédolomitisation comme stratiforme (figure 4.22). Le sommet de l'HST B3 est affecté par une phase de dolomitisation suivie d'une phase de dédolomitisation, puis l'intervalle sous-jacent de la limite de séquence SB B4 est à son tour affecté par une phase de dolomitisation (distincte du sommet de l'HST B3) et une phase de dédolomitisation, et ainsi de suite.

Les scénarios 4 à 6 distinguent deux phases de dolomitisation (la phase précoce de dolomite, en remplissage de coquille décrit dans l'article, n'est pas prise en compte comme une phase distincte). Le scénario 4 explicite l'enchaînement des deux phases de dolomitisation suivies par un seul évènement de dédolomitisation (figure (a)). En revanche, le scénario 5 met en évidence deux phases de dédolomitisation précédées chacune par une phase de dolomitisation affectant l'ensemble du log (figure (b)). Enfin, il a été également envisagé que les phases de dédolomitisation précédées par une phase de dolomitisation soient stratiformes, par conséquent le log est affecté par de multiples phases de dolomitisation et de dédolomitisation (figure 4.24).

Une fois les hypothèses établies sur les scénarios, il a fallu sélectionner celui qui sera reproduit numériquement. Le scénario 1 a été adopté dans un premier temps et différents modes d'écoulement associés à la dolomitisation ont dû être considérés. Plusieurs raisons expliquent ce choix.

Bien que la dolomitisation soit probablement multiple, il s'agit de reproduire l'effet de la diagenèse en essayant d'être cohérent d'un point de vue géologique et écoulement de fluide. Il ne s'agit pas forcément de reproduire toutes les phases diagénétiques compliquant nettement leur paramétrisation notamment avec le manque d'information. Il est important de



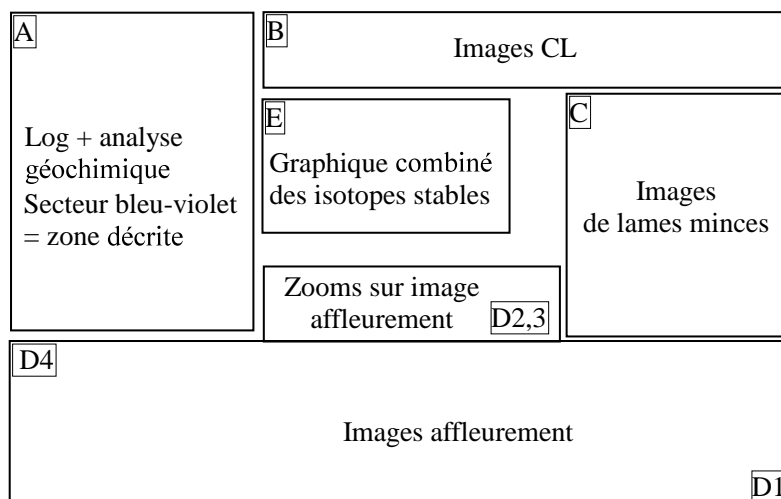


FIGURE 4.17 – Composition de la planche 5, 4.18.

préciser bien qu'il existe plusieurs types de dolomite, au final la roche est dolomitisée puis dédolomitisée c'est ce résultat qui doit être obtenu. Par conséquent, le scénario 1 simplifie l'histoire diagénétique sans forcément sacrifier le résultat désiré.

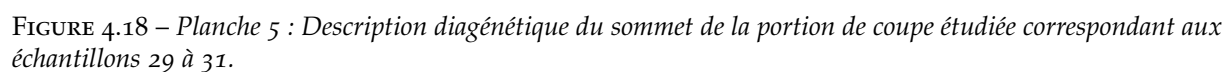
Quant aux trois dernières phases (dissolution de la dédolomite, cimentation calcitique, dissolution tardive de la calcite de remplacement localisé au top de la section), elles ont été représentées suite aux observations faites bien que des données quantitatives supplémentaires aient été souhaitées.

Avant de simuler les épisodes diagénétiques, il est nécessaire de créer un modèle numérique renseigné en faciès et en propriétés pétrophysiques initiales (perméabilité et porosité). De ce fait, afin de satisfaire les conditions finales disponibles, qui vont contraindre les simulations, il est nécessaire d'estimer en amont les propriétés pétrophysiques et minéralogiques équivalentes, précédant la première phase diagénétique que l'on souhaite simuler. Le secteur n'ayant pas fait l'objet d'une étude approfondie de la pétrophysique, les valeurs ont été obtenues à partir d'études réalisées sur l'Urgonien. Comme expliqué dans la partie I sur la modélisation numérique, il s'agit de reproduire un contraste des valeurs pétrophysiques issu des simulations des phénomènes diagénétiques. Une étude approfondie de la pétrophysique du secteur étant un sujet d'étude à part entière, les valeurs utilisées ne sont qu'une estimation relative afin d'obtenir une certaine hétérogénéité de données pétrophysiques et ainsi permettre les simulations.

Suite à l'histoire diagénétique établie à un instant donné, l'objectif est de représenter les phases diagénétiques majeures sur ce secteur d'étude. Bien qu'il soit indispensable d'avoir réalisé une analyse diagénétique à petite échelle, il est important de souligner que le but de l'étude est de reproduire des géométries et des proportions minéralogiques associées aux principales phases et à une échelle qui diffère de la lame mince. Ces proportions sont ensuite comparées et discutées.

L'outil de modélisation est initialement développé pour effectuer des simulations à l'échelle du réservoir carbonaté. Sur ce secteur, nous sommes à une échelle plus fine que celle normalement requise et utilisée. En effet, le modèle numérique construit, sur géomodeleur¹⁶ GOCAD[®] version 2009.3p3 sous LINUX, a été pensé pour pouvoir représenter des géométries d'environ 5 cm en vertical et en profondeur et avec une largeur minimale de 12.5 cm.

16. Logiciel de modélisation des réservoirs et de leurs propriétés associées.



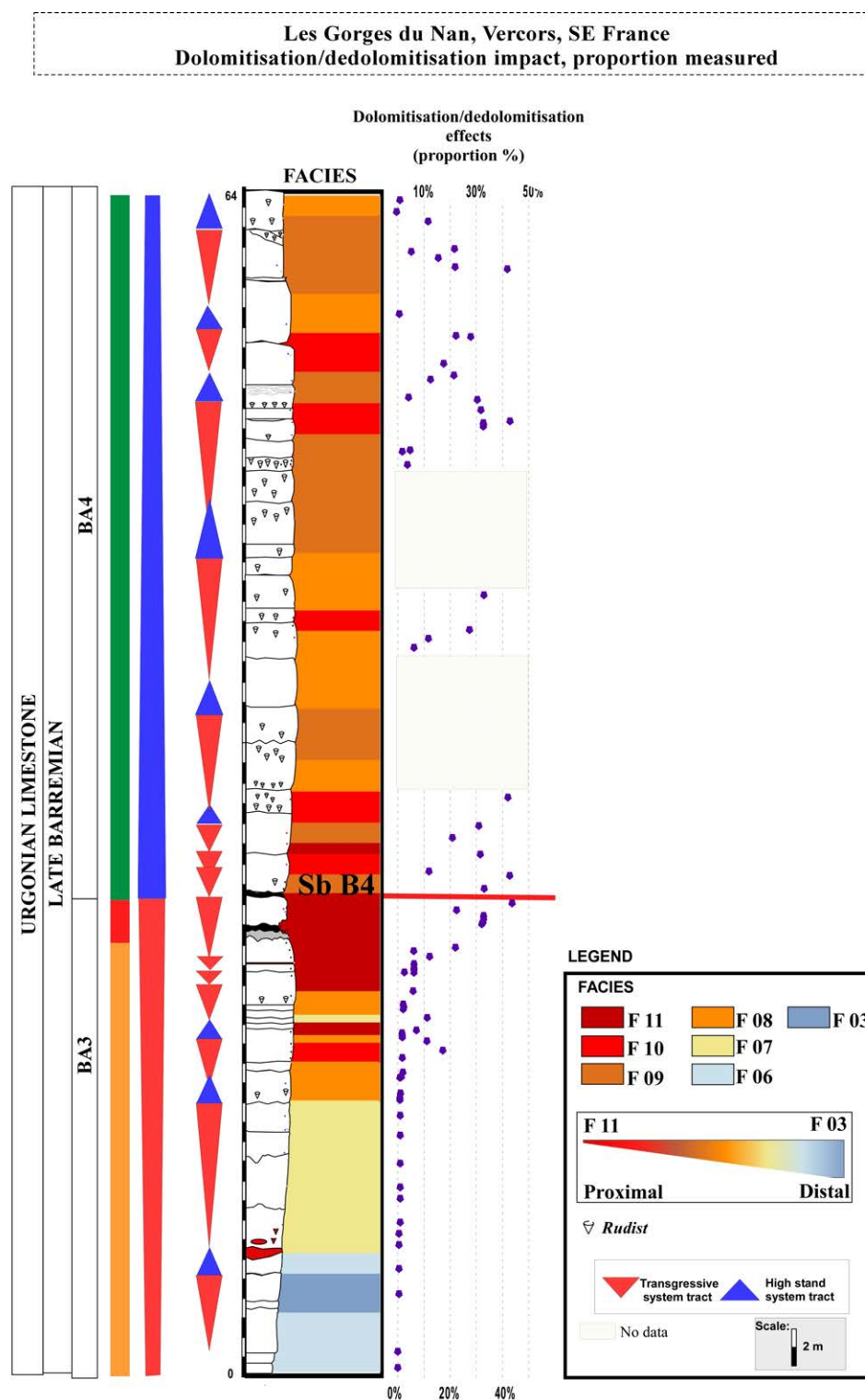


FIGURE 4.19 – Représentation de la proportion de dolomite estimée sur lames minces.

Scénarios 1 à 3	
Hypothèse commune : Dolomitisation de type 1 et 2 qui se succèdent simulée comme un seul évènement	
Scénario 1	Phases de dolomitisation et dédolomitisation sont des événements communs sur tout le long du log
Scénario 2	Phase de dolomitisation stratiforme tandis que la phase de dédolomitisation reste un seul évènement commun
Scénario 3	Phase de dolomitisation et de dédolomitisation précoce et stratiforme (événements multiples)
Scénarios 4 à 6	
Hypothèse commune : Dolomitisation de type 1 et 2 simulée comme deux phases distinctes	
Scénario 4	Phase de dédolomitisation commun tout le long du log
Scénario 5	Association des phases de dolomitisation / dédolomitisation (1) suivies des phases de dolomitisation/dédolomitisation (2), ce sont des événements communs tout le long du log.
Scénario 6	Identique au scénario 5 mais les phases sont pseudo-stratiformes

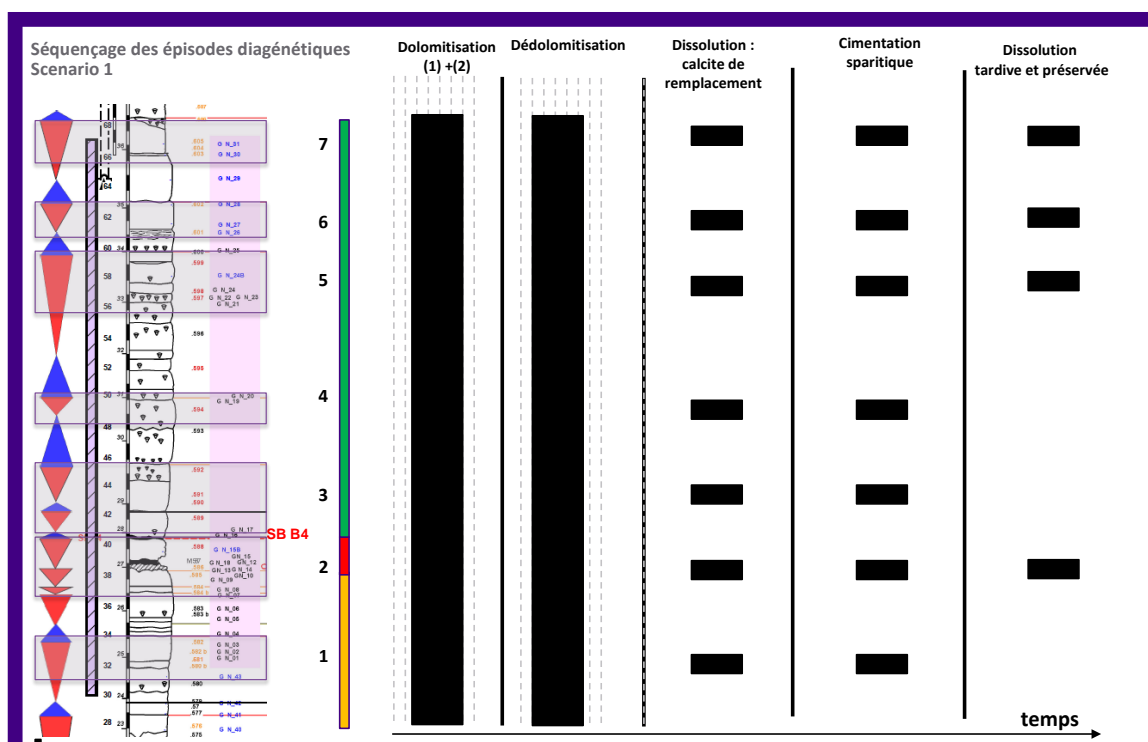
FIGURE 4.20 – Tableau récapitulatif des scénarios envisagés pour les simulations des cinq phases diagénétiques. Les réflexions ont porté sur l'enchaînement des phases de dolomitisation et de dédolomitisation.

La figure 4.25 montre la dimension des grilles utilisées pour ce secteur. Pour les besoins de l'outil, une discrétisation de la grille stratigraphique (nommée SGRID) a dû être effectuée avant de transférer les données initiales sur la grille sur laquelle les simulations ont été réalisées (nommée GRIDSIM).

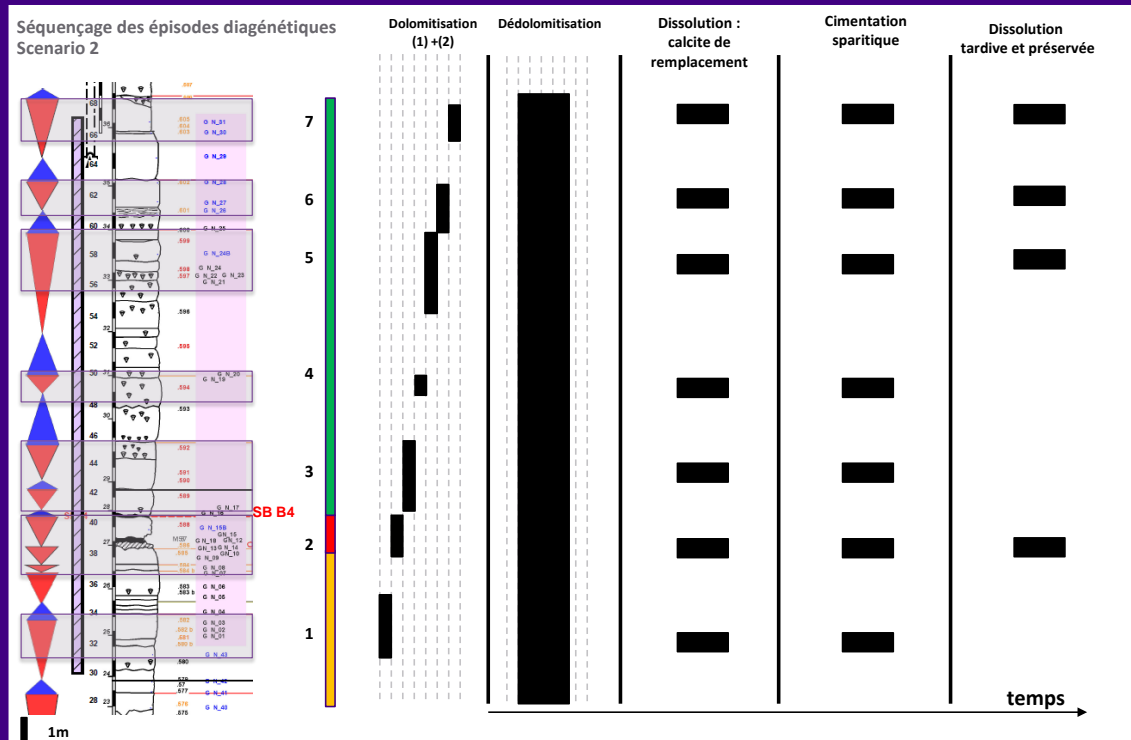
La figure 4.26 compile les données initiales de pétrophysiques et de faciès. Ces valeurs ont été estimées à partir d'études préalablement effectuées sur la plateforme urgonienne. En effet, en l'absence d'analyses pétrophysiques sur le secteur, il a fallu combiner des données obtenues par faciès sur différents secteurs sur la plateforme urgonienne et les distribuer sur le modèle 1D créé. Ainsi, on reproduit une hétérogénéité initiale, un contraste de données sur lequel simulé. La distribution de porosité a été obtenue par krigeage¹⁷ avec un variogramme sphérique¹⁸ de portée (5 x 0.5 x 0.3 m) selon (X,Y,Z). La distribution de perméabilité a été obtenue via une co-simulation conditionnée par la porosité avec un coefficient de 0.7 et un variogramme exponentielle de même portée que la porosité. Comme mentionnée sur la figure, les dimensions de la grille selon (i,j,k) sont de (20m, 1m, 60m).

Pour pouvoir simuler les réactions diagénétiques sur l'outil en développement, nommé Godiag¹⁹, il faut créer une nouvelle grille stratigraphique de simulation, nommé GridSim, et transférer les propriétés pétrophysiques issues de la grille stratigraphique de départ (nommée SGrid²⁰). Cette grille peut être de même dimension ou discrétiser (cellules de plus petite taille) que la grille initiale.

Une fois créée, la paramétrisation des réactions intrinsèques et des modules associés peut débuter.

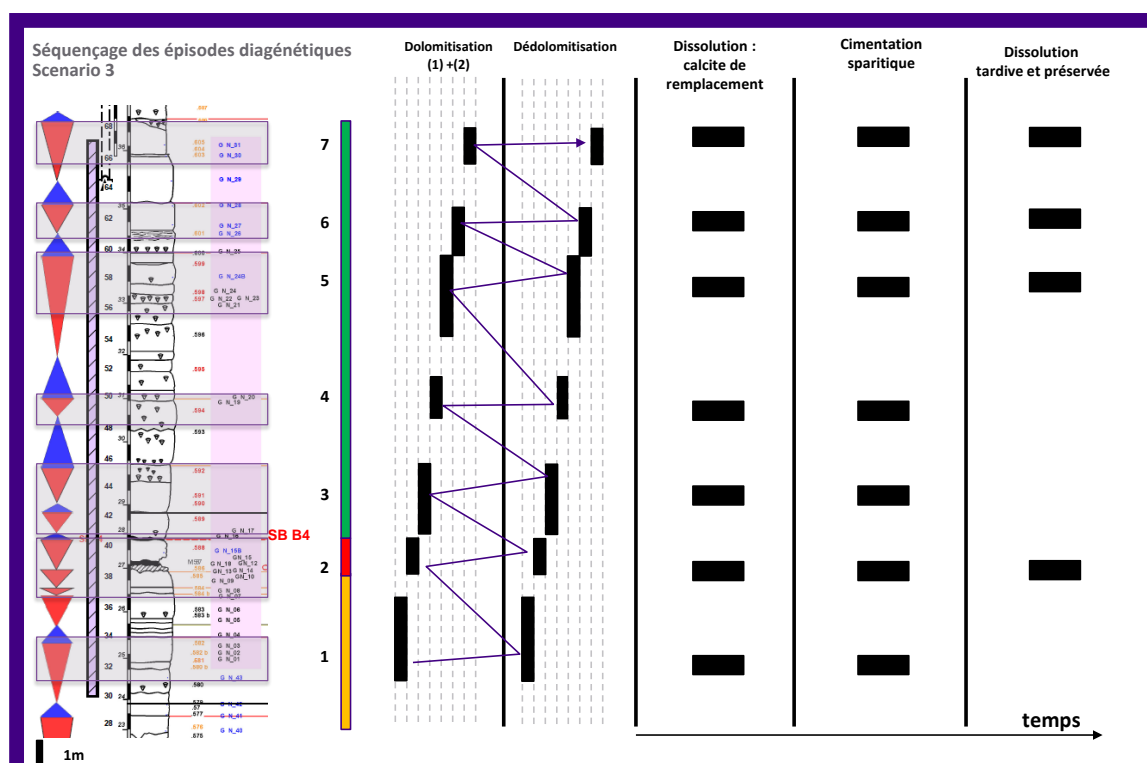


(a) Représentation du scénario 1 envisagé pour les 5 phases diagénétiques. Les phases de dolomitisation et de dédolomitisation sont des événements distincts et communs le long du log.



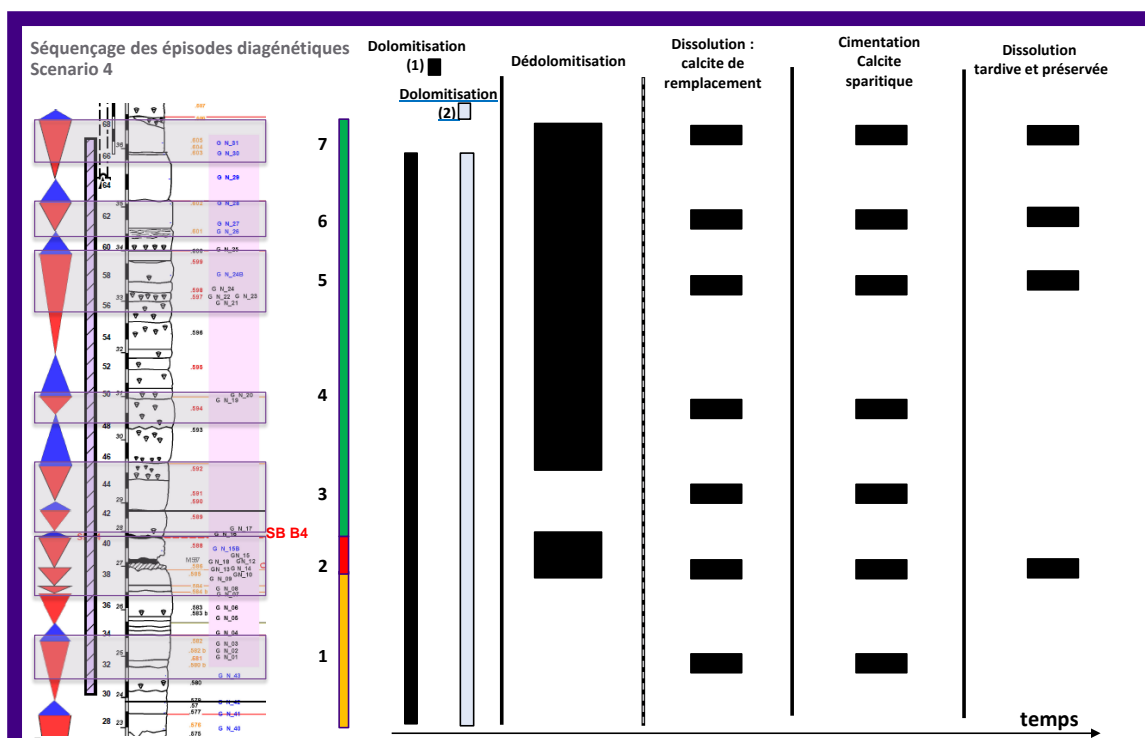
(b) Représentation du scénario 2 envisagé pour les 5 phases diagénétiques. La phase de dolomitisation est multiple et stratiforme tandis que la phase de dédolomitisation reste un événement unique et commun tout le long du log.

FIGURE 4.21 – Représentation des scénarios 1 et 2 envisagés pour les cinq phases diagénétiques. La dolomitisation 1 et 2 sont des événements qui se succèdent mais simulés en une phase. Les différences portent sur l'enchaînement des phases de dolomitisation et de dédolomitisation. Pour (a) les phases de dolomitisation et de dédolomitisation sont des événements communs le long du log, (b) seule la dolomitisation est stratiforme. NB : La phase de dolomitisation très précoce de remplissage de coquille n'est pas représentée.

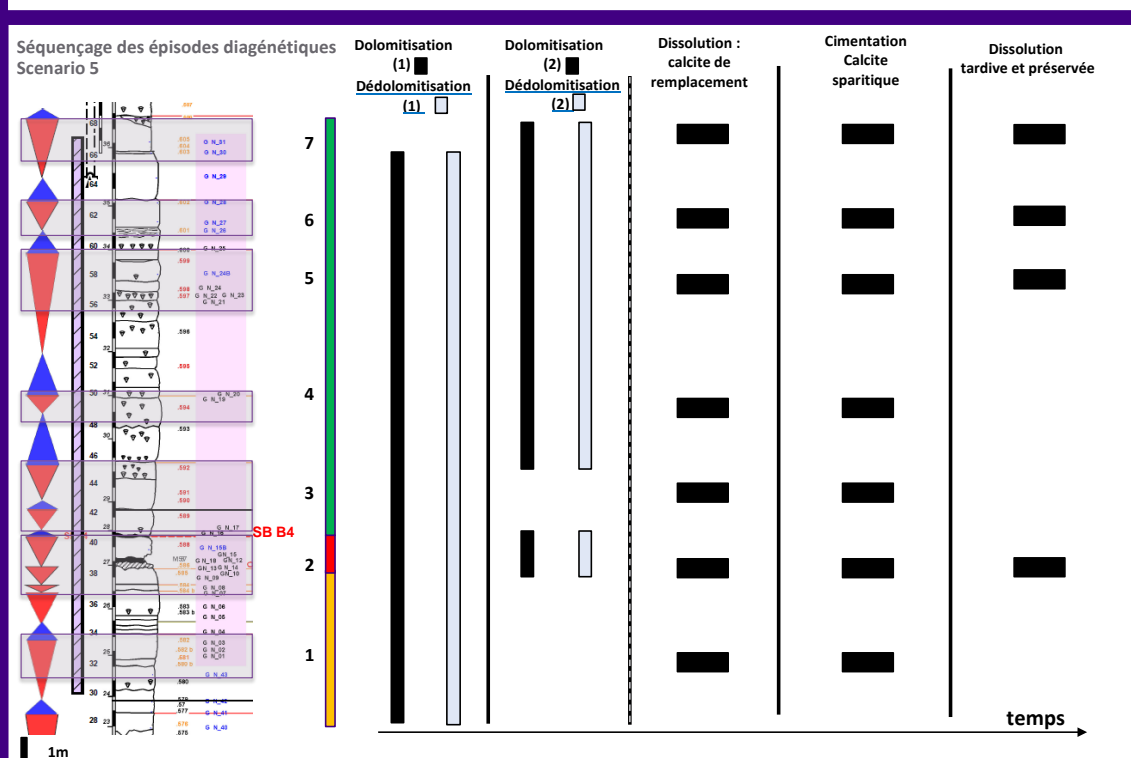


(a) Représentation du scénario 3 envisagé pour les 5 phases diagénétiques. Les phases de dolomitisation et de dédolomitisation se succèdent par paraséquence.

FIGURE 4.22 – Représentation du scénario 3 envisagés pour les cinq phases diagénétiques. La dolomitisation 1 et 2 sont des événements qui se succèdent mais simulés en une phase. Pour (a) les deux premières phases sont des phénomènes stratiforme qui succèdent. NB : La phase de dolomitisation très précoce de remplissage de coquille n'est pas représentée.

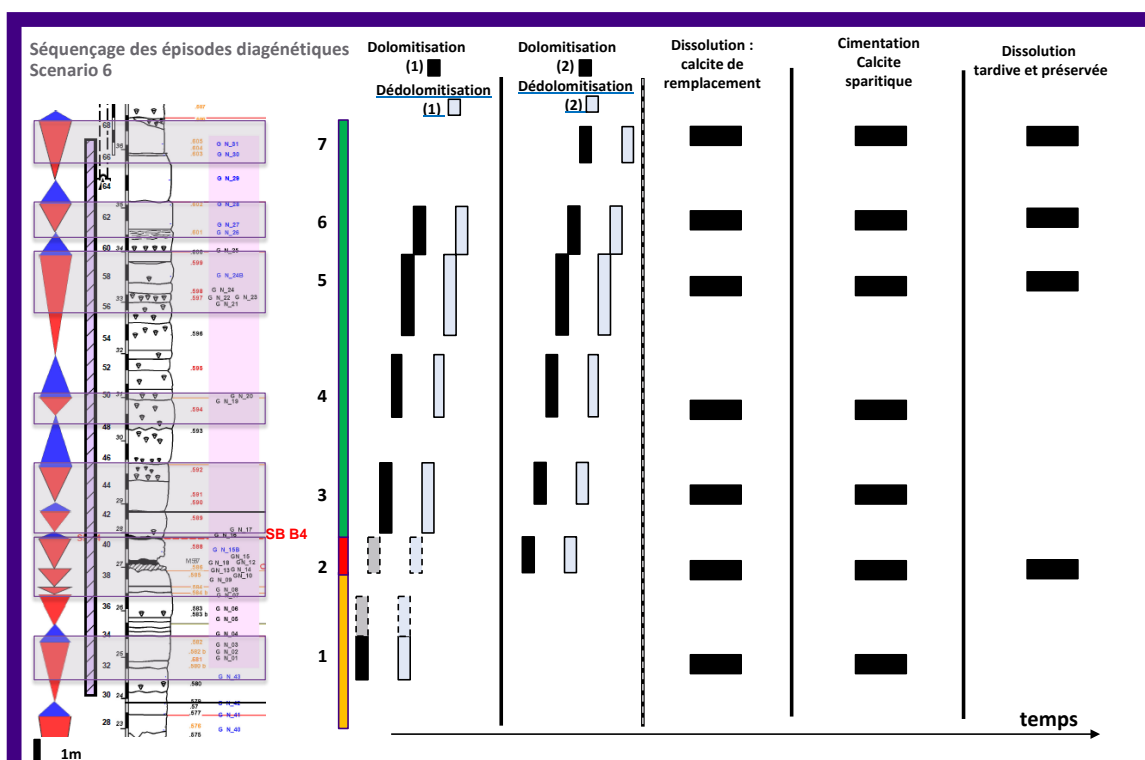


(a) Représentation du scénario 4 envisagé pour les 5 phases diagénétiques.



(b) Représentation du scénario 5 envisagé pour les 5 phases diagénétiques.

FIGURE 4.23 – Représentation des scénarios 4 et 5 envisagés pour les cinq phases diagénétiques. La dolomitisation 1 et 2 est simulée comme deux événements que l'on distingue. Les différences portent sur l'enchaînement des phases de dolomitisation et de dédolomitisation. Pour (a) les phases de dolomitisation (I et II) et de dédolomitisation sont des événements communs le long du log, la dédolomitisation est un seul événement, (b) les phases de dolomitisation et de dédolomitisation se succèdent.



(a) Représentation du scénario 6 envisagé pour les 5 phases diagénétiques.

FIGURE 4.24 – Représentation du scénario 6 envisagé pour les cinq phases diagénétiques. La dolomitisation 1 et 2 est simulée comme deux événements que l'on distingue. Pour (a) les deux premières phases sont des phénomènes stratiformes qui se succèdent l'un après l'autre.

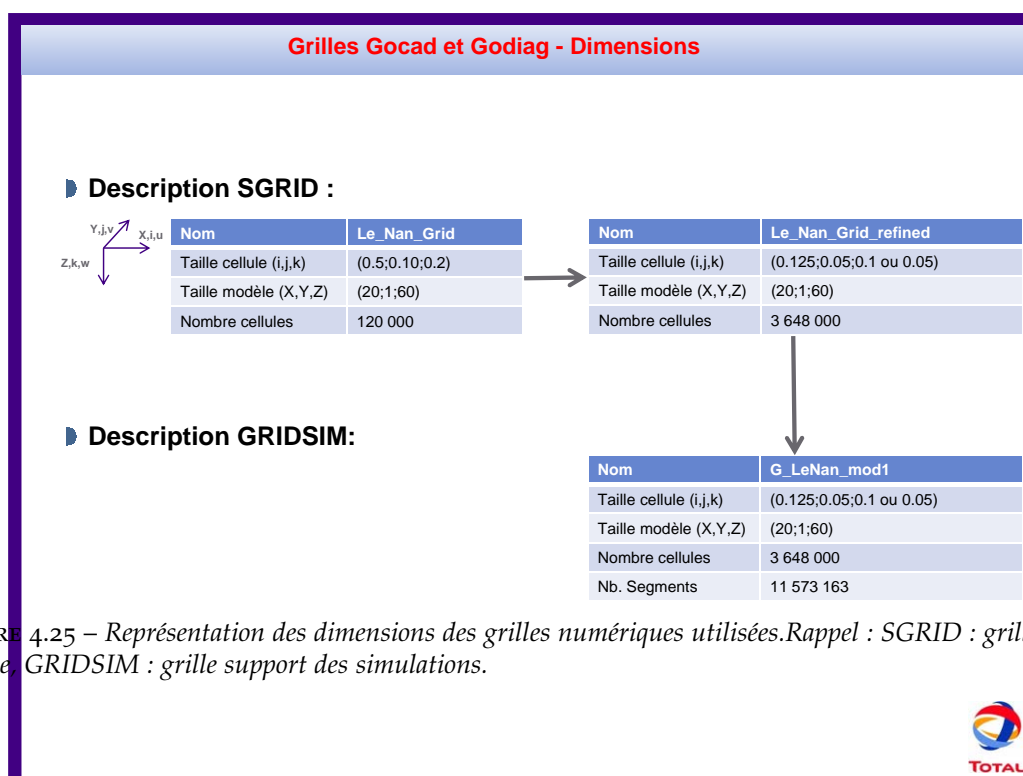


FIGURE 4.25 – Représentation des dimensions des grilles numériques utilisées. Rappel : SGRID : grille stratigraphique, GRIDSIM : grille support des simulations.

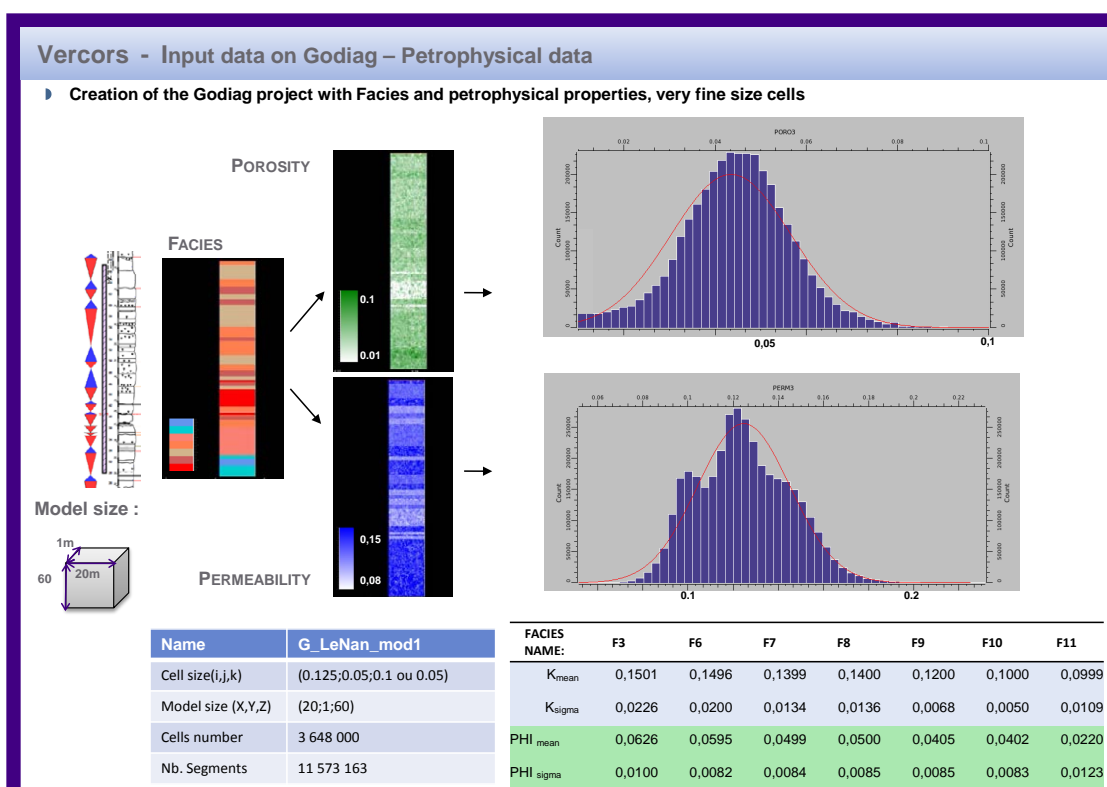


FIGURE 4.26 – Représentation des propriétés initiales pétrophysiques utilisées pour les simulations diagénétiques des Gorges du Nan.

diagénétique Gorges du Nan

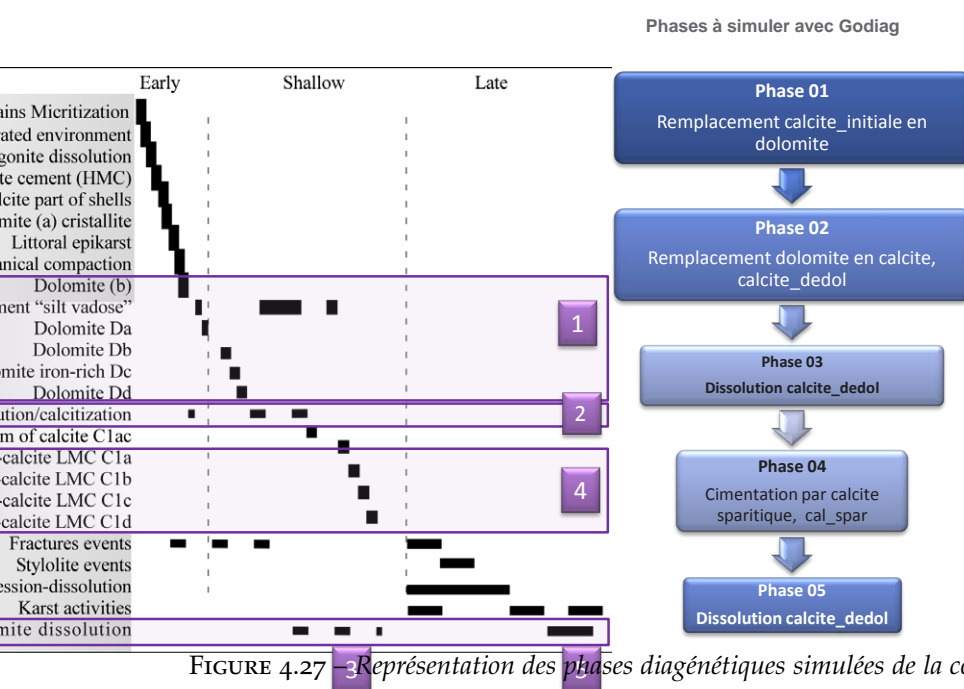


FIGURE 4.27 – Représentation des phases diagénétiques simulées de la coupe des Gorges du Nan sur Godiag.

4.4.2.1 Description des paramètres de simulation

D'après l'histoire diagénétique réalisée sur ce secteur, cinq phases diagénétiques ont été simulées sur Godiag, cf. figure 4.27.

Comme précisé précédemment, la phase la plus importante est la dolomitisation. En effet, les phases de dédolomitisation et de dissolution de dédolomite dépendent du résultat de la phase de dolomitisation. Les résultats de simulation de la phase de dolomitisation du secteur ont fait l'objet d'un article soumis au SPE Journal, cf. Annexe p. 316.

Pour pouvoir commencer à simuler, il faut définir un certain nombre de paramètres en amont par réaction et par simulation, cf. figure 4.28, à savoir :

- Le **nombre de faciès, initiaux et diagénétiques**. Cette étape est primordiale car elle définit le nombre de faciès mis en jeu pour toutes les réactions. Au cours de la réaction de changement minéralogique, par exemple entre la calcite et la dolomite, la proportion en dolomite évolue positivement. En fonction ou non d'un certain seuil de proportion, le faciès de départ peut devenir un faciès diagénétique à définir. C'est à l'utilisateur de gérer le changement de faciès en fonction des proportions minéralogiques et ce pour toutes les réactions à simuler ;
- Les **réactions à simuler et leur paramètres associés** comme la réactivité des faciès. En effet, l'impact de la réaction peut varier selon la nature du faciès (granulaire, micritique, abondance de faunes notamment) ;
- Les **mouvements des particules**, qui miment la circulation des fluides, à savoir la probabilité et l'occurrence du mouvement advectif selon les valeurs du champ de perméabilité et l'occurrence du mouvement dispersif ;
- Les **discontinuités** présentes, comme les drains, barrières stratigraphiques et le réseau de fractures.

Les faciès diagénétiques et leur composition minéralogique. La figure 4.29, montre le raisonnement sur la détermination du nombre de faciès diagénétiques à l'issue des cinq phases simulées. Autrement dit, l'image explicite l'évolution d'un faciès initial et ses potentiels descendants à l'issue de chaque phase simulée. Sur la section étudiée, sept faciès sont déposés (F3, F6, F7, F8, F9, F10 et F11). Avec l'hypothèse suivante, un changement de faciès est induit à l'apparition d'un minéral, le nombre de faciès potentiels (initiaux plus les faciès issus des réactions) en fin de simulation est de 56 faciès. En effet, un faciès initial peut avoir au maximum sept descendants.

Comme précisé précédemment, il est nécessaire d'estimer, une fois le nombre de faciès déterminé, l'intervalle de composition minéralogique pour chaque faciès. La détermination de cet intervalle pour quatre minéraux à renseigner aux 56 faciès est tout simplement fastidieuse à la main et demande des outils informatiques pour identifier d'éventuels recouvrements de composition et lacunes d'intervalle.

Dans le cas du secteur du Nan, l'hypothèse précédente a été appliquée pour seulement la phase de dolomitisation. A partir d'un seuil de proportion de dolomite à atteindre (10 ou 15 % selon le faciès initial), le faciès initial devient un faciès diagénétique, dans ce cas dolomitique.

17. Le krigeage est une méthode d'interpolation spatiale utilisée en géostatistique qui permet une estimation linéaire basée sur l'espérance mathématique et aussi sur la variance de la donnée spatialisée. La géostatistique est l'étude des phénomènes qui varient dans l'espace et/ou le temps (Deutsch 2002).

18. Un variogramme est une fonction mathématique qui trace l'évolution de la semi variance en fonction de la distance entre les mesures.

19. Go- : *Gocad*®, support des simulations, et -diag : diagénèse.

20. SGrid=Stratigraphical Grid.

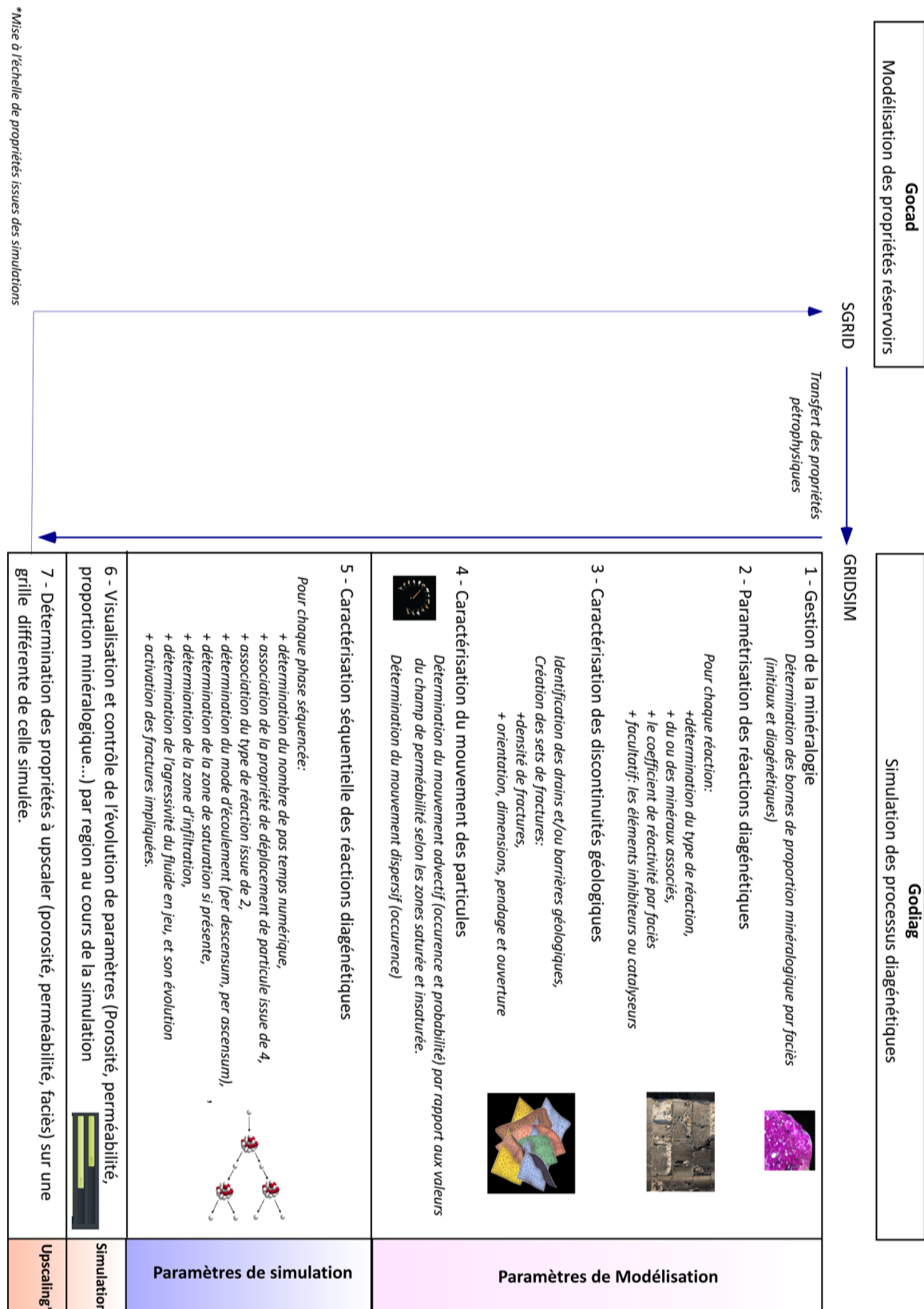


FIGURE 4.28 – Présentation des étapes à suivre pour paramétrer les phases diagénétiques sur Godiag.

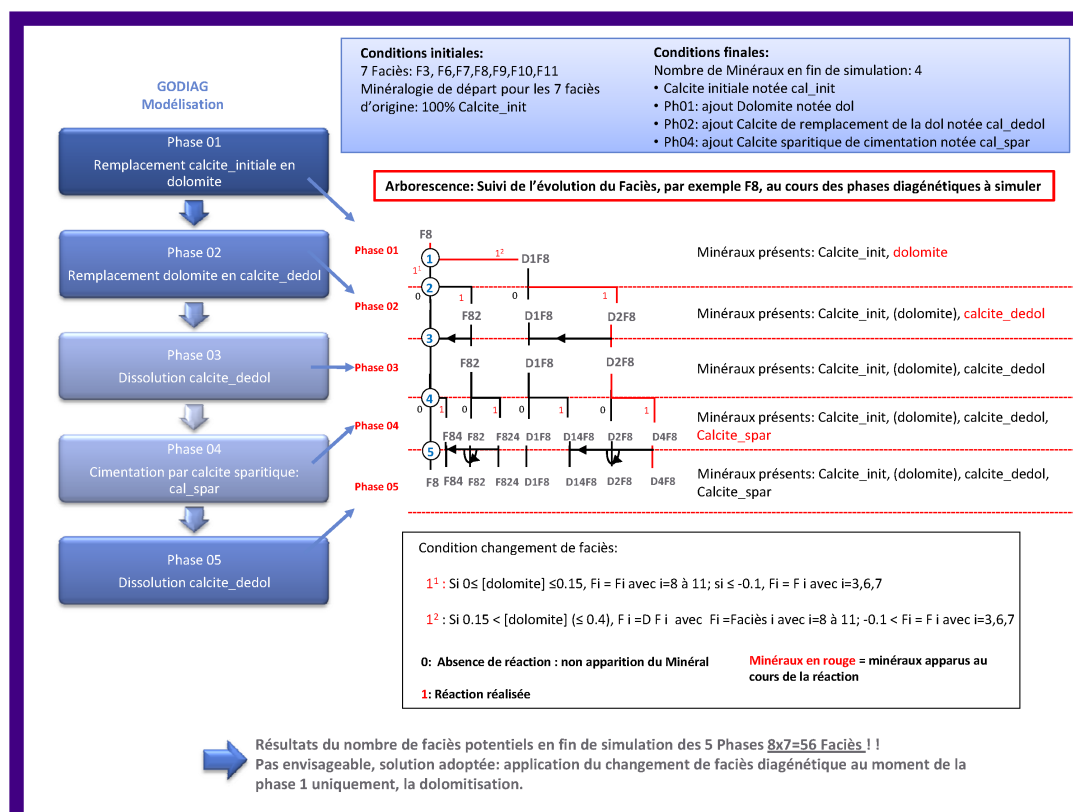


FIGURE 4.29 – Exemple d'évolution d'un faciès (F8) et de ses descendants au cours des cinq phases simulées si l'hypothèse suivante est envisagée : l'apparition d'un nouveau minéral entraîne un changement de faciès. A l'issue de la phase 1 (dolomitisation), un changement de faciès (F8 devient D1F8) s'opère si la proportion de dolomite obtenue dans une cellule est supérieure à 15 %. Pour les phases qui suivent, un changement de faciès s'effectue dès que la réaction faisant intervenir un nouveau minéral s'est réalisée, c'est le cas pour les phases 2 et 4. Par conséquent, dans l'exemple présenté apparaît les faciès D2F8 et D4F8 à l'issue de la phase 2 et 4 respectivement. Par ce procédé, à l'issue des cinq phases simulées la grille obtenue peut alors présentée jusqu'à 56 faciès.

En revanche, les réactions qui suivent n'induisent pas de changement de faciès, cf. figure 4.30. Si par la suite, la distinction doit être faite, il suffit de lancer une action programmée en fin de simulation. Ce choix entraîne la gestion de 14 faciès au maximum, ce qui est plus envisageable et pratique.

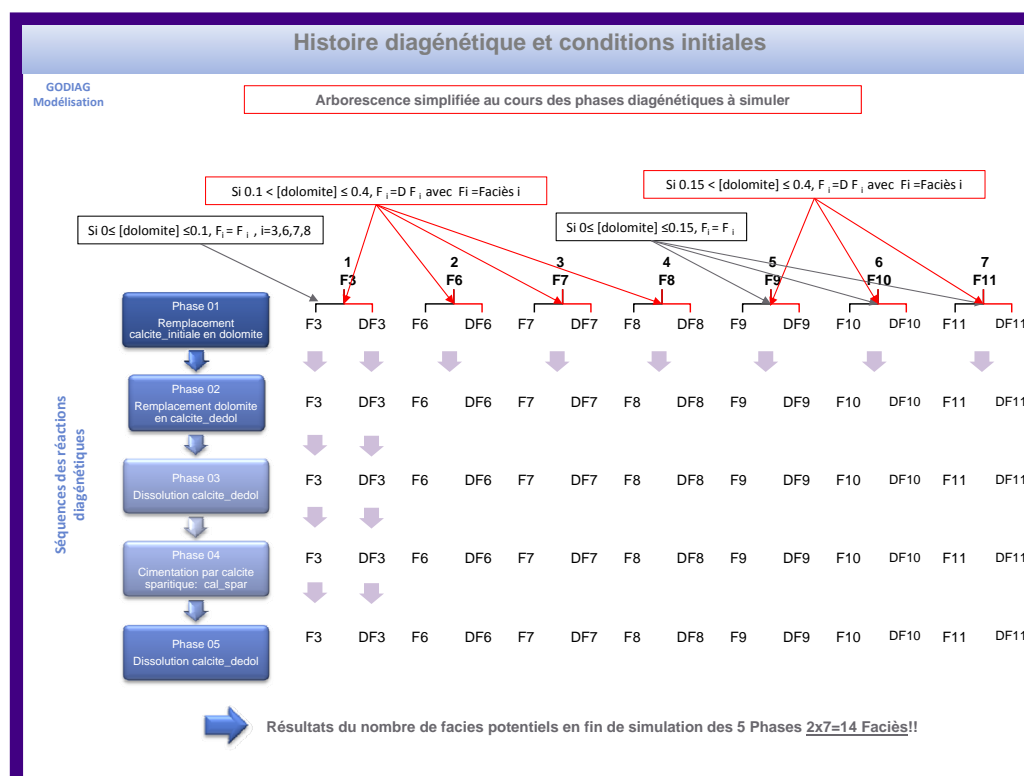


FIGURE 4.30 – Exemple d'évolution d'un faciès au cours des phases simulées avec l'hypothèse suivante : un changement de faciès est induit seulement au cours de la phase 1 de dolomitisation. Cette dernière s'applique selon un seuil de proportion de dolomite qui diffère selon les faciès.

Lors de la détermination du nombre de faciès, une nouvelle difficulté a été rencontrée dans la gestion des compositions minéralogiques. En effet, après avoir déterminé un ordre de grandeur de la composition minéralogique à chaque réaction, la condition de changement de faciès à appliquer n'est plus possible une fois que la composition globale est renseignée, cf. figure 4.31.

Actuellement, un intervalle (min–max) des proportions minéralogiques n'est renseigné qu'une seule fois pour toutes les réactions. Cet intervalle doit être suffisamment réfléchi en amont pour intégrer tous les seuils de valeurs à atteindre pour les réactions en jeu et ce pour chaque minéral même ceux absents à $t = 0$. Cette obligation entraîne le non-respect d'une condition désirée pour la réaction de dolomitisation, expliqué comme suit :

- Dans une des phases, nommée P1, un changement de faciès a été appliqué lors de l'apparition d'un minéral M1 suivant une condition de proportion ($M1 > 0.15$). La réaction qui suit (notée P2), un changement minéralogique du minéral M1 en un autre M2 (absent au départ), conduit à la diminution de la proportion de M1. Cette proportion pouvant être nulle au minimum ;
- Autrement dit, à l'issue de P2 les proportions minéralogiques de M1 peuvent être inférieures à la proportion seuil de 0.15 (condition de changement de faciès de P1) ;

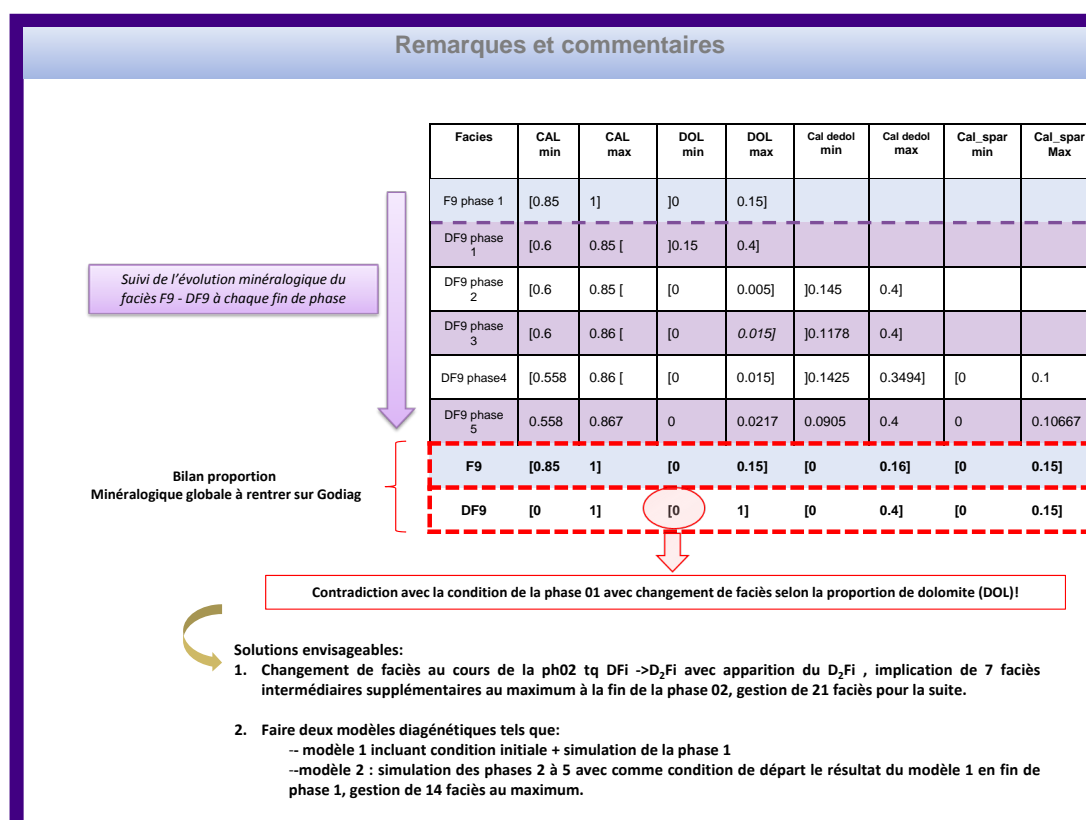


FIGURE 4.31 – Exemple d'évolution de la composition minéralogique pour un faciès donné et impact sur le conditionnement souhaité de la phase de dolomitisation. Présentation des solutions de contournement envisagées pour simuler la phase avec la condition désirée sur le changement de faciès.

- Par conséquent, dans le tableau général de gestion des proportions minéralogiques, la condition désirée en P1 ($M_1 > 0.15$ implique un changement de faciès) ne pourra jamais s'appliquer, cf. figure 4.31.

Deux solutions ont été envisagées pour contourner cette situation et continuer le paramétrage du modèle, décrit sur la figure 4.31 :

1. Appliquer un changement de faciès pour la réaction de dédolomitisation. Ce qui implique d'ajouter au maximum sept faciès intermédiaires au cours de la simulation et renseigner leur composition minéralogique. Ce qui revient à gérer, au plus, 21 faciès ;
2. Simuler sur deux modèles diagénétiques. Une première grille où sera simulée la dolomitisation et un second modèle où seront appliquées les dernières phases diagénétiques. Ce second modèle aura ainsi comme conditions initiales les résultats de simulation de la phase de dolomitisation.

La solution 2 est celle adoptée car plus évidente à effectuer, et diminue les sources d'erreurs. De plus, dans ce cas d'étude le changement de faciès ne paraît pas la solution la plus optimale. C'est l'évolution minéralogique qui est intéressante de suivre au cours de la simulation.

À l'issue de cette étape, une proposition d'amélioration a été faite à l'équipe de programmation pour une meilleure adaptation de l'outil. En effet, dans des cas similaires à celui de cette étude, il s'agit de pouvoir affiner l'intervalle de composition minéralogique au moment de paramétrer la réaction. L'équipe de programmation impose pour le moment de renseigner les compositions minéralogiques globales par faciès, c'est à dire de saisir un intervalle de composition qui englobe l'évolution de chaque minéral à l'issue des phases simulées. Par cet ajout, on garde le tableau de minéralogie globale mais on laisse le choix de réduire l'intervalle afin de satisfaire une condition. En pratique, l'idée proposée est d'ajouter un onglet dans la fenêtre considérée, cf. figure 4.32.

Une fois les recommandations prises en compte, la composition générale par faciès a été déterminée, cf. table 4.33.

4.4.2.2 La phase de dolomitisation et les modèles d'écoulement associés

Comme expliqué précédemment, la phase de dolomitisation est la plus importante à simuler car elle conditionne les phases diagénétiques suivantes. La donnée principale qui a servi de contrôle et d'aide au paramétrage est la proportion de dolomite-dédolomite estimée en lame mince, cf. figure 4.19.

À partir de ces valeurs et des équations intrinsèques de Godiag, le paramétrage de la réactivité du faciès face à la dolomitisation et l'intensité du fluide dolomitisant a été effectué.

L'intensité du fluide permet de paramétrer la capacité d'agressivité d'une particule du fluide. En réaction de dolomitisation, ce paramètre correspond à la capacité de la particule à remplacer la calcite en dolomite d'un pourcentage de volume de roche. Ce coefficient est le plus souvent compris entre 10^{-6} et 10^{-1} . Il est très difficile à quantifier et à mesurer car il est dépendant de nombreux paramètres, cf. Part I sur les fluides dolomitissants, dont certains ne sont pas pris en compte dans l'outil de modélisation. Plus la valeur de ce coefficient est proche de un, plus la réaction sera intense et les valeurs seuils atteintes rapidement.

C'est principalement, à partir des équations qui régissent l'évolution de la proportion minéra-

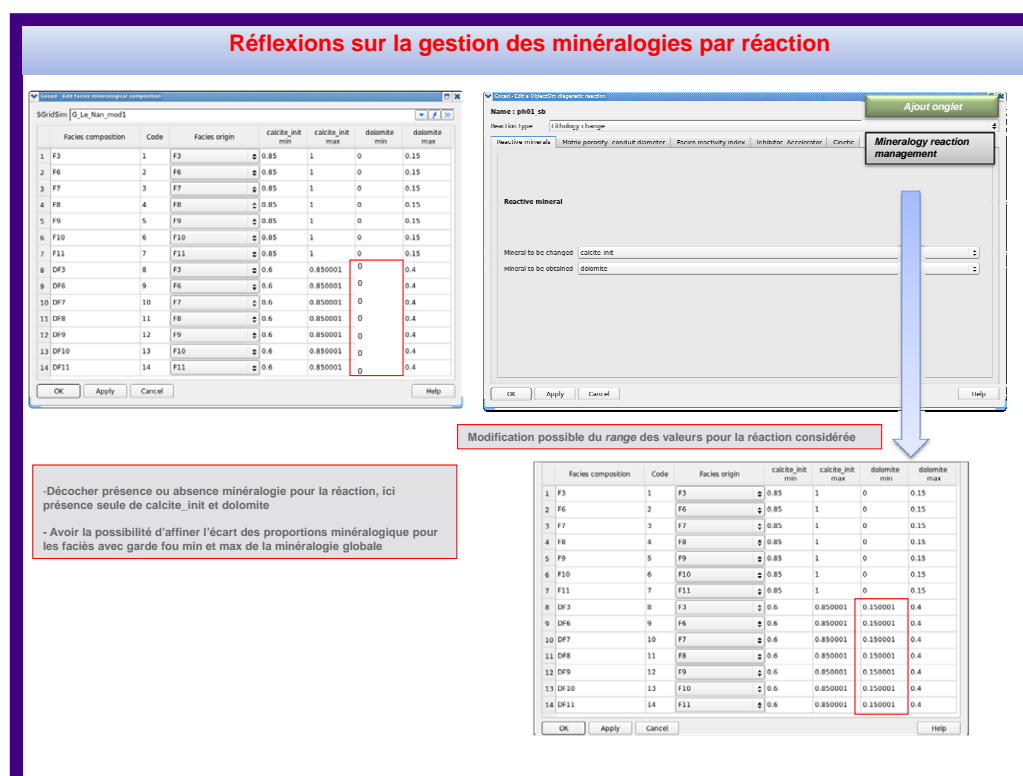


FIGURE 4.32 – Représentation de l'amélioration proposée sur l'outil en développement, à propos de la composition minéralogique.

FACIES	FACIES D'ORIGINE	Calcite_init		Dolomite		Calcite_dedol		Calcite_spar	
		min	max	min	max	min	max	min	max
F3	F3	0.9	1	0	0.1	0	0.1	0	1
F6	F6	0.9	1	0	0.1	0	0.1	0	1
F7	F7	0.9	1	0	0.1	0	0.1	0	1
F8	F8	0.85	1	0	0.15	0	0.15	0	1
F9	F9	0.85	1	0	0.15	0	0.15	0	1
F10	F10	0.85	1	0	0.15	0	0.15	0	1
F11	F11	0.85	1	0	0.15	0	0.15	0	1
DF3	F3	0	0.9	0	1	0	1	0	1
DF6	F6	0	0.9	0	1	0	1	0	1
DF7	F7	0	0.9	0	1	0	1	0	1
DF8	F8	0	0.85	0	1	0	1	0	1
DF9	F9	0	0.85	0	1	0	1	0	1
DF10	F10	0	0.85	0	1	0	1	0	1
DF11	F11	0	0.85	0	1	0	1	0	1

FIGURE 4.33 – Composition minéralogique générale des faciès initiaux et diagénétiques.

logique dans un segment de matrice²¹ que le paramétrage de l'indice de réactivité du faciès a été effectué pour la réaction de dolomitisation, cf. l'équation 2.4.

La réaction de dolomitisation. L'équation utilisée 2.4, montre l'influence d'un ensemble de paramètres pour atteindre les valeurs de proportions minéralogiques désirées.

Pour chaque faciès, initial et diagénétique, un coefficient de réactivité (noté IR pour indice de réaction) compris entre 0 et 1 a été attribué. Cet indice de réactivité de faciès détermine le degré de sensibilité du faciès face à la réaction diagénétique en cours, si égale à 1 le faciès est affecté au passage de chaque particule mimant le fluide. En revanche si le coefficient est nulle, aucune réaction se produit pour le faciès considéré.

Sa valeur a été obtenue en utilisant l'équation 2.4 et en fixant le plus possible les autres paramètres. Les paramètres fixés sont la proportion minéralogique initiale, finale et l'indice du fluide (noté IF ou WC pour water capacity).

Le nombre de particules est quant à lui plus modulable et va permettre de fixer l'indice de réactivité. Le nombre de particules est un paramètre qui contribue à atteindre la proportion minéralogique finale combiné à l'agressivité du fluide et l'indice de réactivité du faciès. Plus particulièrement, il est à associer au segment d'une cellule traversée. Pour obtenir le nombre de particules traversant une cellule, le calcul est effectué à partir des valeurs de trois segments (sachant qu'une cellule possède 12 segments ou arêtes et 8 faces).

Une fois déterminé pour un segment, ce paramètre permet d'avoir un ordre d'idée sur le nombre de pas de temps²² pour atteindre les valeurs désirées de la réaction considérée. En effet, à chaque pas de temps un nombre de particules défini rentre dans le modèle, ce nombre est déterminé par la surface d'infiltration, cf. schéma 4.34.

Dans le paramétrage de la phase, ce n'est pas le nombre de particules que nous rentrons mais le nombre de pas de temps, c'est pourquoi il est important de pouvoir l'estimer à partir du nombre de particules. Ce nombre de pas de temps doit être suffisamment grand pour que les particules aient atteint les zones à dolomitiser en nombre suffisant.

Afin d'estimer ces paramètres plusieurs tests de simulation de la phase de dolomitisation ont été simulés selon les modèles d'écoulement envisagés.

Les modèles d'écoulement de la dolomitisation. Comme expliqué en conclusion de l'article, le principal mécanisme d'écoulement de la dolomitisation n'est pas connu. Trois modèles d'écoulement ont été testés sur l'outil de développement afin de satisfaire les données dures et de se rapprocher des figures diagénétiques observées issues de la dolomitisation.

Les figures 4.36 et 4.35 illustrent les trois modèles d'écoulement pour la réaction de dolomitisation :

- le **modèle latéral** : le ou les fluides dolomitisants (issu probablement du modèle de reflux) atteint les bancs des Gorges du Nan latéralement (zone saturée) ;
- le **modèle météorique** avec un apport latéral au niveau des horizons associés à **des drains**. Ces derniers peuvent être des drains stratigraphiques et/ou associés à un réseau de fracturation. En effet, du fait d'un environnement présentant des caractéristiques d'activité karstique, on peut supposer qu'un réseau plus ou moins mature ait pu exister au moment de la dolomitisation. Ce modèle peut également représenter un ensemble

21. Correspond à une arête de cellule ou maille du modèle 3D, de l'environnement matrice en opposition avec l'environnement conduit en présence de réseau de fracturation de la grille créée sur Godiag.

22. Noté TS pour Time Step

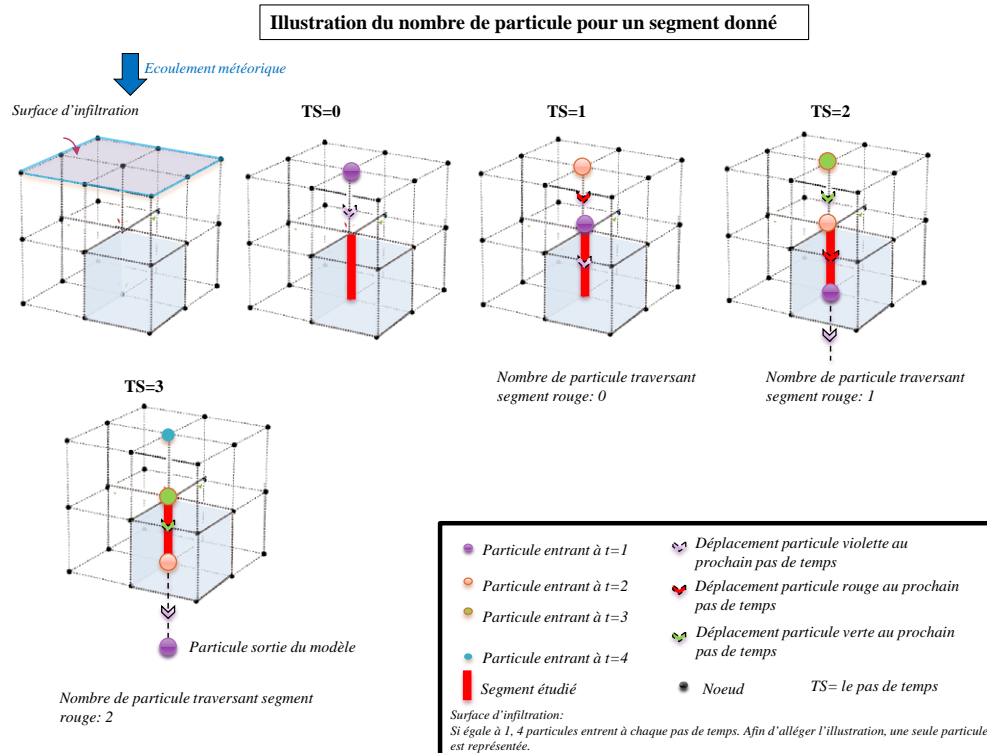


FIGURE 4.34 – Schéma simplifié du principe d'estimation du nombre de particules pour un segment donné. L'exemple considère un écoulement de type météorique et un mouvement advectif permanent en zone insaturée.

de phase diagénétique de dolomitisation pseudo-stratiforme mais simuler en une phase sans sacrifier le résultat ;

- le **modèle météorique sans drain** latéral ou vertical. Le fluide dolomitisant percole et diffuse verticalement (zone insaturée) dans la matrice.

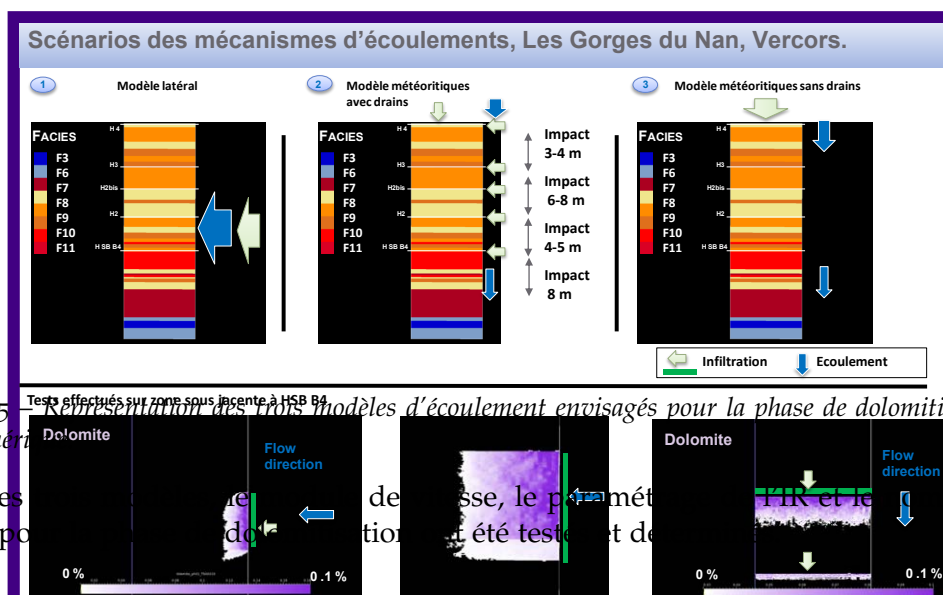


FIGURE 4.35 – Représentation des trois modèles d'écoulement envisagés pour la phase de dolomitisation sur le modèle numérique.

Pour les simulations de la phase de dolomitisation, le paramètre de pas de temps a été testé et de

4.4.2.3 Paramétrage et résultats de simulation du modèle latéral

Paramètres de simulation. Afin de saisir les proportions de dolomite et les paramètres de durée, des tests de simulations ont été effectués dans un premier temps sur le modèle numérique. Ces tests ont été effectués au niveau de la zone sous-jacente à la limite de la

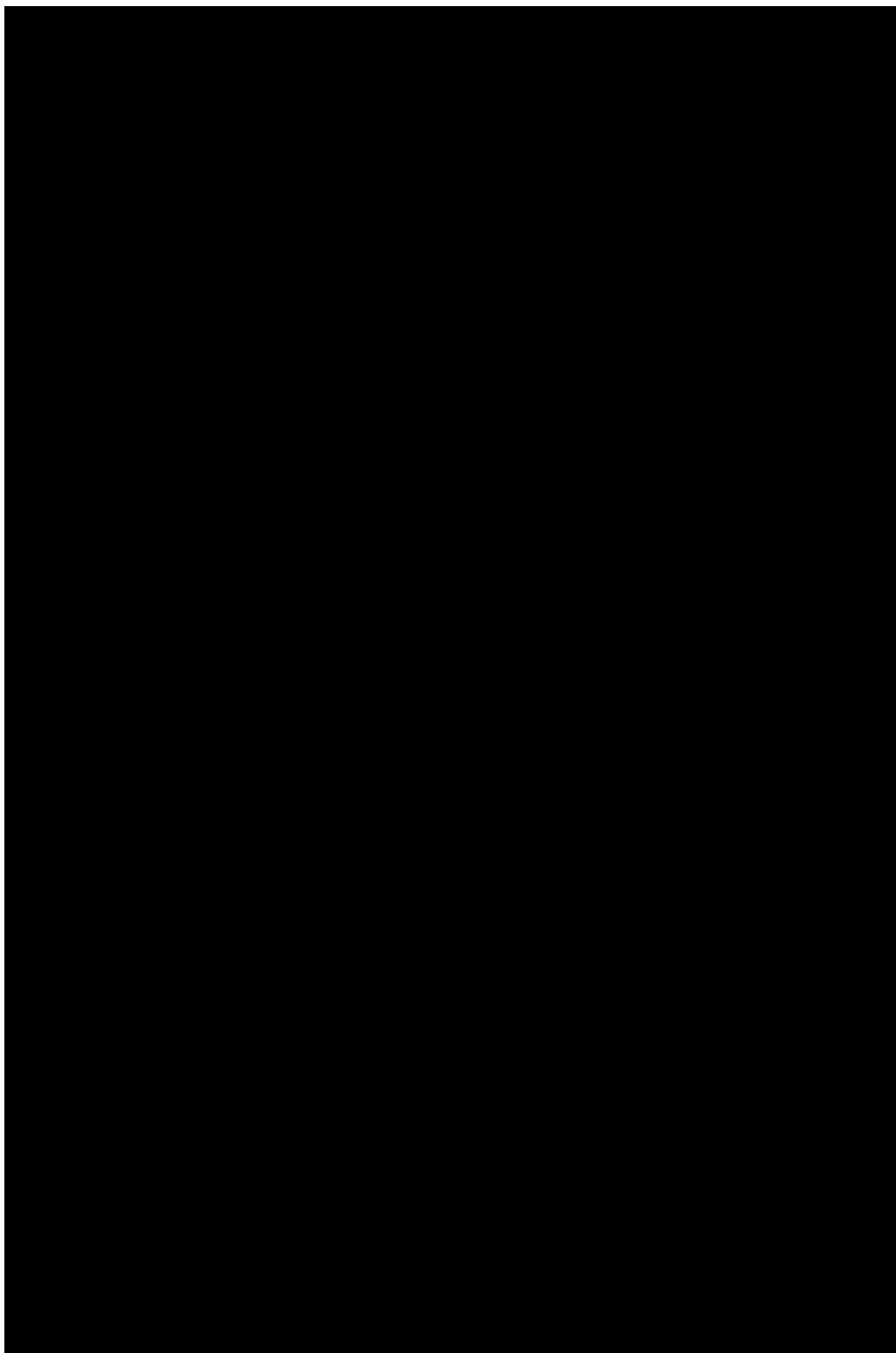
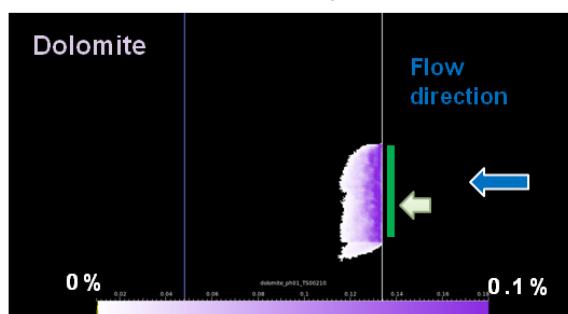


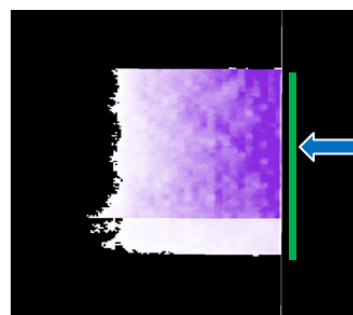
FIGURE 4.36 – Schéma conceptuel expliquant les trois modèles d'écoulement envisagés pour la phase de dolomitisation sur la portion étudiée des Gorges du Nan.

séquence représentée par la surface SB B₄, cf. figure 4.37.

Tests effectués sur zone sous jacente à HSB B₄



Simulation effectuée: une zone d'infiltration latérale juste au niveau de la zone SB (zone saturée) : Non satisfaisant
Le nombre de pas de temps est à adapter pour parcourir les 20 m latéral



Simulation effectuée: une zone d'infiltration latérale juste au niveau de la zone SB (zone saturée) et deux faciès traversés : Non satisfaisant
Le nombre de pas de temps est à adapter pour parcourir les 20 m latéral

FIGURE 4.37 – Représentation des tests de simulations effectués sur du modèle latéral sur une petite zone.

Pour parcourir les 20 mètres latéraux du modèle numérique, il a fallu envisager deux étapes ou phases de simulation, avant le paramétrage de la réaction :

- Etape 1 : Simulation avec, à chaque pas de temps, l'entrée de n particules²³ latéralement ;
- Etape 2 : Simulation latérale sans l'entrée de nouvelles particules. Les particules pré-existantes (issues de l'étape 1) poursuivent leur chemin selon le module de vitesse. L'écoulement latéral peut ainsi se poursuivre jusqu'à l'extrémité du modèle sans accentuer l'effet du fluide dolomitisant pour les premiers mètres parcourus.

D'après les observations sur lames minces et sur le terrain, les faciès les plus concernés par la dolomitisation sont ceux appartenant aux faciès de la plateforme interne, c'est-à-dire par ordre décroissant de sensibilité les faciès F₁₁, F₁₀, F₉ et F₈, viennent ensuite les faciès bioclastiques de la plateforme interne, c'est-à-dire par ordre décroissant de sensibilité F₇, F₆ et F₃.

Afin d'optimiser la durée de la simulation, l'équation 2.4 a permis d'établir le nombre de particules par faciès pour atteindre les proportions en dolomite et l'indice de réactivité du faciès à partir d'un indice du fluide modérée de 0.0009 (et ainsi éviter une réaction trop violente) . Cette valeur de l'indice du fluide (IF) a été obtenue après plusieurs tests simples. En effet, pour que la réaction puisse se faire latéralement et sur tout le modèle, il faut une agressivité de fluide suffisante mais modérée pour ne pas obtenir des proportions en dolomite trop élevées à l'entrée du modèle et trop faibles en fin de parcours.

Le tableau 4.1 est un exemple du nombre de particules nécessaire pour atteindre une proportion moyenne en dolomite pour le faciès DF₁₁ autour de 0.35-0.40 (soit 35-40%). Le quantile 90²⁴ est une des valeurs suivie pour chaque réaction et chaque faciès.

23. Le nombre particules est déterminé par la propriété d'infiltration et le nombre de cellules associé.

24. En statistique descriptive, les quantiles définissent les valeurs de la variable étudiée en-dessous desquelles se situent des fractions données de la distribution. La valeur du Q₉₀ signifie qu'au moins 90% de la population échantillonnée a une proportion en dolomite qui lui soit inférieure ou égale.

DF ₁₁ Statistique	P(M ₁)fin	P(M ₁)init	IR	NP	IF
max	0.65	0.15	0.75	741	0.0009
Q ₉₀	0.44	0.15	0.75	430	0.0009
moyenne	0.35	0.15	0.75	296	0.0009

TABLE 4.1 – Tableau récapitulatif des paramètres de modélisation pour le faciès DF₁₁ pour les valeurs maximales, le quantile 90 et la moyenne de la proportion en dolomite. Note : P(M₁)fin ou init = Proportion en minéral M₁, la dolomite, en fin ou début de simulation, NP= Nombre de Particules, IR= Indice de Réactivité du faciès et IF= Indice du Fluide.

Faciès	P(M ₁)fin	P(M ₁)init	IR	NP	IF
F8	0.1	0	0.3	370	0.0009
F7	0.1	0	0.2	556	0.0009
F6	0.1	0	0.1	1111	0.0009
F3	0.1	0	0.1	1111	0.0009

TABLE 4.2 – Tableau mettant en évidence le nombre de particules nécessaires pour que le changement de faciès F₃, F₆, F₇ et F₈ puisse se faire en fonction de l'IR.

De plus, pour que le changement de faciès puisse se faire, le nombre de particules nécessaire est connu. En effet, toujours d'après l'équation 2.4 :

- Pour que les faciès de plateforme interne (F₉ à F₁₁) deviennent des faciès diagénétiques (DF₉ à DF₁₁), il faut que la proportion de dolomite soit supérieure ou égale à 15%. A partir des valeurs de IR et d'IF du tableau 4.1, il faut au minimum que 296 particules aient traversé un segment d'une maille ;
- Pour que les faciès les moins dolomitisés (F₈, F₇, F₆, F₃) deviennent des faciès diagénétiques (DF₈ à DF₆ et DF₃), il faut que la proportion de dolomite soit supérieure ou égale à 10%. Avec des valeurs de l'IR et d'IF du tableau 4.2, il faut au minimum que 1111 particules aient traversé un segment d'une maille pour les faciès F₃ et F₆ par exemple.

Le **module de vitesse** pour la réaction de dolomitisation a été envisagé comme suit :

- En zone saturée l'écoulement advectif étant horizontal, le mouvement vertical est possible seulement avec le mouvement dispersif. Etant donné qu'une particule à chaque pas de temps peut se déplacer selon cinq directions possibles, le déplacement vertical (via le mouvement dispersif) s'effectue avec la probabilité d'un déplacement sur quatre quand le mouvement dispersif est présent ;
- Le mouvement advectif est dépendant du champ de perméabilité. Afin de pouvoir optimiser ce déplacement, ce dernier a été favorisé pour les faciès de la plateforme interne ayant une perméabilité faible.

Résultats des simulations de dolomitisation. La figure 4.38 montre le résultat d'une première simulation de dolomitisation en écoulement latéral. Avec un nombre de temps de simulation de 550, le fluide dolomitisant n'a atteint que la moitié du modèle. De plus, les valeurs de dolomite sont en moyenne de l'ordre de 0.10 (soit 10%). L'objectif est d'augmenter le nombre de pas de temps pour atteindre l'extrémité du modèle sans accentuer les premiers mètres parcourus. Autrement dit, il suffit que l'écoulement se poursuive sans une réalimentation continue.

Pour pouvoir mieux identifier les paramètres à rentrer une fois le nombre de particules estimé, des zones de critères avec des valeurs seuils à suivre ont été créées. Ces zones ont permis d'avoir une meilleure compréhension sur la sensibilité des paramètres mais également

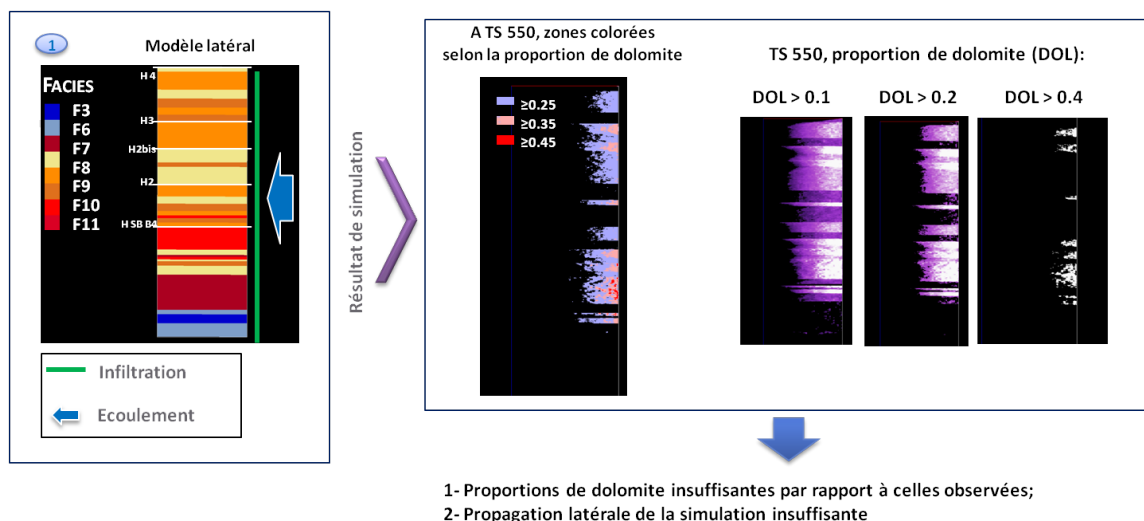


FIGURE 4.38 – Représentation d'une simulation de la phase de dolomitisation du modèle latéral sur la section étudiée Les Gorges du Nan.

de l'avancé latérale des particules et donc du fluide dolomitisant. La figure 4.39 montre les quatre zones utilisées sous-jacentes à la SB B4.



FIGURE 4.39 – Représentation des régions ou zones critères utilisées pour la phase de dolomitisation. Ces zones ont comme dimension de cellules ($4 \times 2 \times 4$) selon (I,J,K).

Après plusieurs tentatives de simulation de la dolomitisation, il a été nécessaire de simuler avec un nombre de pas de temps total de 1350 TS, dont 600 TS pour l'étape une et 750 TS pour la seconde. A titre indicatif, en temps réel, avec le matériel mis à disposition, il a fallu compter près de cinq jours de simulation pour ce modèle et seulement pour cette phase. La figure 4.40 montre le résultat de simulation du modèle latéral au pas de temps 1350 concernant la proportion de dolomite, les modifications sur les propriétés de faciès, de porosité et de perméabilité. Les animations 4.41, 4.42a, 4.42b et 4.42c représentent l'évolution des propriétés suivantes par pas de temps pour la phase de dolomitisation par écoulement latéral : la proportion dolomitique, les faciès initiaux à diagénétiques, la porosité et la perméabilité. Les fortes valeurs de dolomite sont atteintes pour les faciès de plateforme interne observables sur la figure 4.40 avec la couleur tendant vers le violet foncé entraînant l'apparition des faciès dolomitiques DF9 à DF11.

La figure 4.43 montre l'évolution graphique de la proportion en dolomite au cours du temps de simulation. Les courbes ont la même tendance, elles sont asymptotiques. Pendant les premiers pas de temps, jusqu'à 600 environ, l'évolution de la proportion en dolomite est presque linéaire. Les courbes tendent vers leur valeur asymptote respective au moment de l'étape 02 de simulation. Ce résultat s'explique facilement en l'absence notamment d'une alimentation de particules continue, celles présentes perdent de plus en plus leur pouvoir dolomitisant.

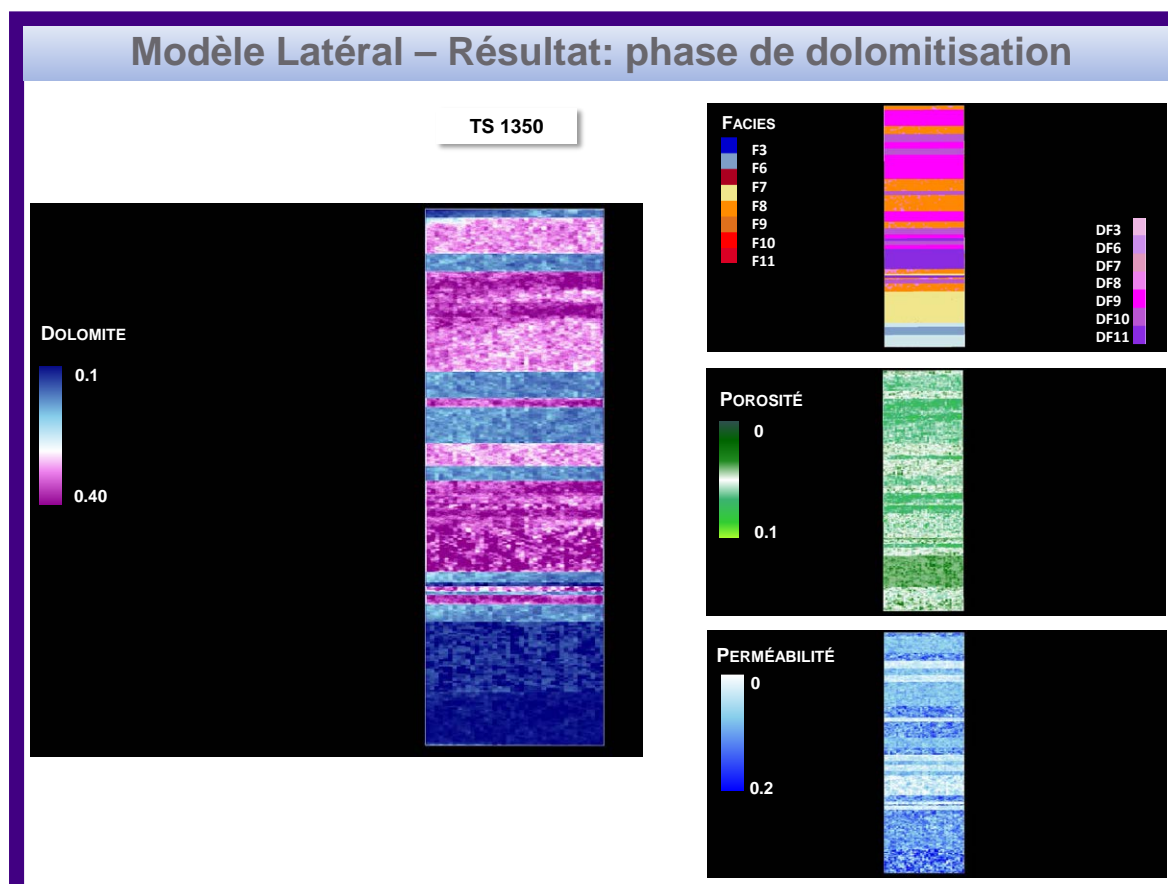


FIGURE 4.40 – Résultat de la phase de dolomitisation simulée sur le modèle latéral et son impact sur les propriétés de faciès et pétrophysiques.

FIGURE 4.41 – Représentation de l'évolution de la distribution de la proportion de dolomite au cours de la phase de dolomitisation par écoulement latéral. Echelle voir figure 4.40.

(a) *Représentation de l'apparition des faciès diagénétiques.*

(b) *Evolution de la distribution de la porosité au cours de la phase de dolomitisation pour plusieurs pas de temps.*

(c) *Evolution de la distribution de la perméabilité au cours de la phase de dolomitisation pour plusieurs pas de temps.*

FIGURE 4.42 – Résultats de la phase de dolomitisation simulée en écoulement latéral sur les propriétés (a) de faciès, (b) de porosité et (c) de perméabilité. Echelles voir figure 4.40.

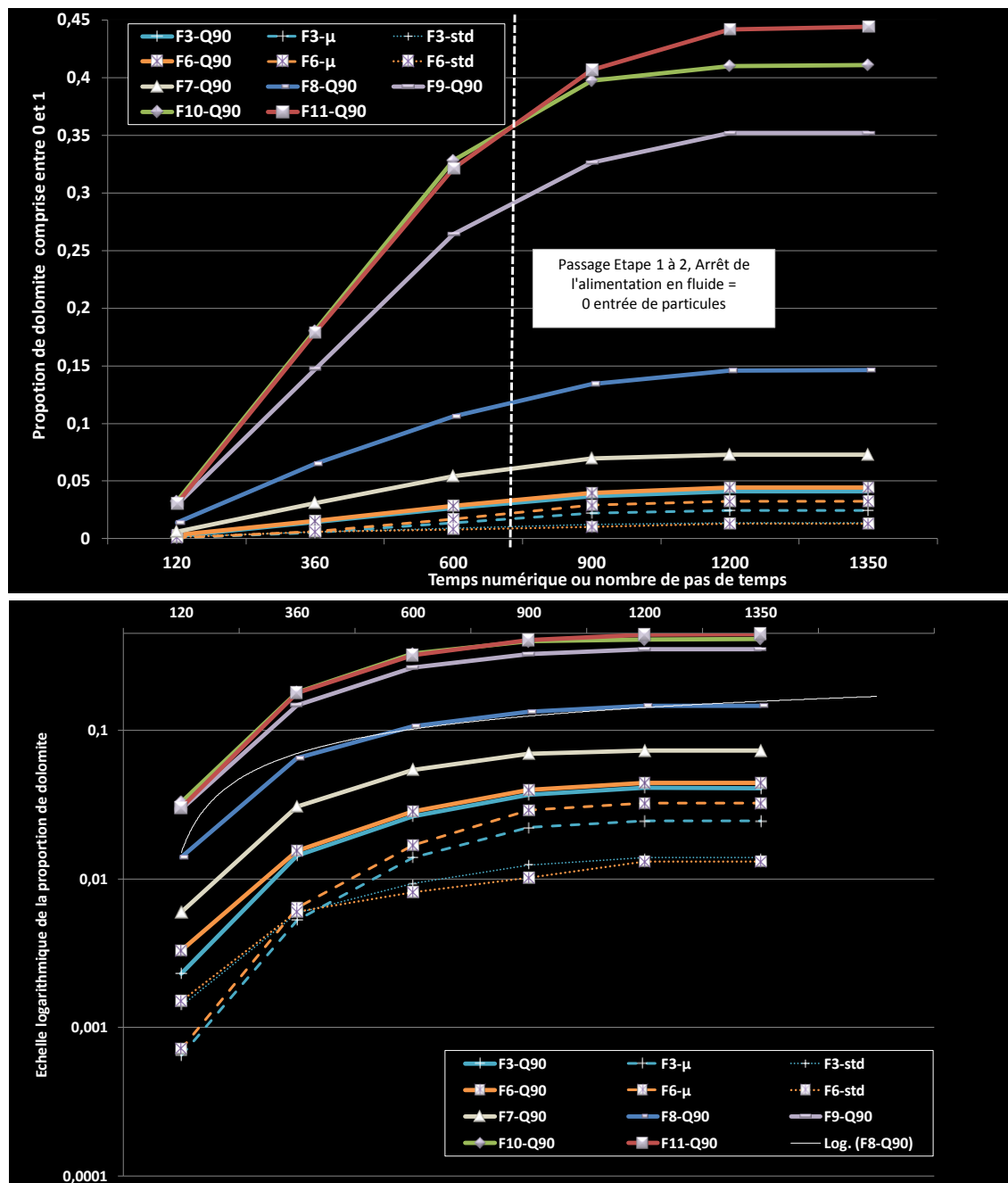


FIGURE 4.43 – Représentation graphique de l'évolution de la proportion minéralogique en dolomite (moyenne, Q90 et écart-type) en fonction des faciès, pour la réaction de dolomitisation. Bas : résultats à l'échelle logarithmique. Note : μ = moyenne, std : écart type.

4.4.2.4 Paramétrage et résultats de simulation des modèles per descensum

Paramètres de simulation. Le modèle per descensum avec le passage latéral de fluide est simulé sur Godiag comme s'il y avait plusieurs zones d'entrée (c'est-à-dire de surfaces d'infiltration). L'écoulement est météorique ou per descensum mais avec plusieurs zones d'entrées de particules, cf. figure 4.35, tandis que pour le modèle per descensum sans drain une seule surface d'infiltration au toit du modèle est utilisée.

De plus, comme pour le modèle latéral et pour les mêmes raisons, deux étapes de simulation ont été nécessaires pour la simulation sur le modèle per descensum sans drains. En effet, afin d'atteindre les fortes valeurs de dolomite pour les zones les plus éloignées de la surface d'infiltration, il est nécessaire de faire une simulation sans l'apparition de nouvelles particules.

Les paramètres de simulation, l'indice de réactivité et l'indice du fluide sont similaires à ceux du modèle latéral. La principale différence réside sur la détermination du nombre de pas de temps pour atteindre les valeurs de dolomite.

En écoulement per descensum, le mouvement advectif est vertical. Le mouvement dispersif est quant à lui présent quand le mouvement advectif est absent. Afin d'éviter que le signal diagénétique soit complètement homogène et vertical, il a fallu optimiser le déplacement advectif selon les valeurs de perméabilité. Ainsi, les particules atteignant les valeurs de faible perméabilité, associées aux faciès de plateforme interne, auront tendance à se déplacer horizontalement.

Résultats de la phase de dolomitisation pour les modèles 2 et 3. Les figures 4.44, 4.45a montrent le résultat de la simulation de dolomitisation en écoulement per descensum multi-infiltré. Avec un nombre de pas de temps de simulation de 900, le fluide dolomitisant atteint l'ensemble de la section étudiée avec des valeurs de dolomite désirées.

Après plusieurs tentatives de simulation de la dolomitisation, il a été nécessaire de simuler, pour le modèle per descensum sans infiltration multiple, avec un nombre de pas de temps total de 1600, dont 600 TS pour l'étape une et 1000 pour la seconde. A titre indicatif, en temps réel, avec le matériel mis à disposition, il a fallu compter près de cinq jours de simulation pour ce modèle et seulement pour cette phase. La figure 4.46 montre le résultat de simulation concernant la proportion de dolomite, les modifications sur les propriétés de faciès, de porosité et de perméabilité.

4.4.2.5 Comparaison des résultats de simulation

Comparaison des modèles d'écoulement effectués. A l'issue de la simulation de la phase de dolomitisation pour les trois modèles, les résultats ont été comparés entre eux et avec la donnée de proportion dolomitique estimée en lame mince, cf. figure 4.47. Dans un premier temps, les modèles 1 et 2 montrent des géométries diagénétiques assez complexes par endroits, tandis que le modèle 3 est plus homogène en dolomite. Les limites de faciès sont bien individualisées pour les trois modèles.

Concernant la proportion de dolomite, les zones de fortes valeurs en dolomite sont respectées pour les trois modèles, et particulièrement le modèle d'écoulement latéral.

Pour les valeurs intermédiaires entre 15 et 30 %, les modèles 1 et 2 suivent plus fidèlement les proportions mesurées. Le modèle latéral ne suit pas partout les résultats de proportion en dolomite observée, notamment pour le faciès F9, à proximité de la limite de séquence SB B4 et près du toit de la section.

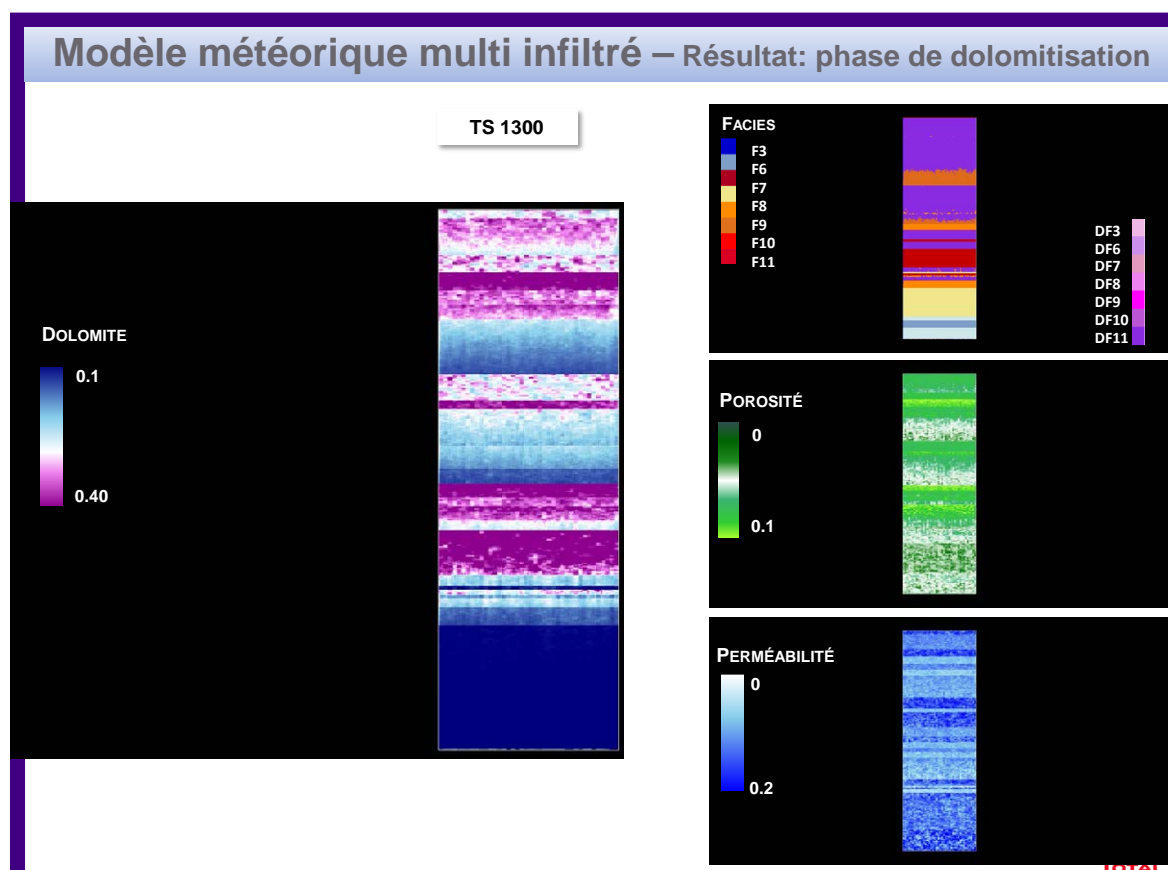


FIGURE 4.44 – Résultat de simulation de la phase de dolomitisation du modèle per descensum multi-infiltré (à gauche) et son impact sur les propriétés de faciès et pétrophysiques (à droite).

Comparaison des résultats de simulation avec les observations de terrain. Bien que l’affleurement présente de nombreuses marques d’altération tardives naturelles et parfois humaines (karst contemporain, écoulement météorique, bétonnage...), quelques géométries diagénétiques ont pu être identifiées. Ces zones correspondent pour la plupart à des secteurs fortement dolomitisés maintenant dédolomitisés. Elles sont repérables sur l’affleurement par une coloration rose-brune issue probablement de la dolomite ferreuse.

Ces comparaisons ont été réalisées avec les résultats de simulation des modèles 1 et 2, cf. figures 4.48, 4.49, 4.50 et 4.51. Le modèle 1 paraît être plus fidèle dans la représentation de géométries plus ou moins complexes que le modèle d’écoulement latéral.

La figure 4.48 est un zoom à proximité de l’horizon 3 sur le log. L’image de l’affleurement montre des géométries sans formes particulières, qui semblent être associées à des secteurs fortement dolomitisés. Ces formes ont été accentuées pour une meilleure visibilité et ainsi pouvoir comparer avec le résultat de simulation de la phase de dolomitisation pour le modèle latéral. Le résultat de simulation montre une géométrie assez chaotique proche de celle observée sur l’affleurement pour les fortes proportions de dolomite.

A échelle équivalente, la figure 4.50 montre une ressemblance de forme géométrique entre le résultat de simulation et celle de l’affleurement pour le modèle per descensum multi-infiltré 4.49.

Au niveau de la surface d’émersion Sb B₄, sur l’affleurement le passage entre les fortes et les faibles teneurs en dolomite est net avec une différence de coloration. Ce contraste est bien représenté sur les résultats de simulation des deux modèles, cf. 4.51 pour le modèle latéral.

(a) *Evolution de la distribution de la proportion dolomitique.*

(b) *Evolution de la distribution de la porosité.*

FIGURE 4.45 – Résultats de la simulation de la phase de dolomitisation en écoulement *per descensum* multi-infiltré sur les propriétés suivantes : (a) la proportion de la dolomite et (b) la porosité. Echelles voir la figure 4.44.

Comparaison des résultats de simulation selon la proportion de dolomite estimée. L'histogramme, figure 4.52, compare le recouvrement des données estimées de dolomite pour les trois scénarios envisagés avec les valeurs simulées tout le long du log. Les valeurs de dolomite par simulation correspondent à une moyenne obtenue par layer, selon une direction donnée, à une position équivalente des données estimées sur le log. Par ce procédé, une étude comparative a été réalisée pour chaque simulation par rapport à la donnée dolomitique mesurée²⁵

Au total 62 valeurs par simulation ont été relevées et utilisées pour effectuer les graphiques présentés le long du log.

Les rectangles colorés sur le bord droit du log, cf. figure 4.52, correspondent au découpage suivant : sommet de l'HST de la séquence B₃ (vert), intervalle sous-jacent de la SB B₄ (rouge) et la base du TST de la séquence B₄ (orange).

Sur l'ensemble du log les trois simulations, bien qu'elles suivent la tendance générale, surestiment la proportion de dolomite par rapport à celle mesurée, cf. figure 4.52. Les résultats de chaque scénario ont été précédemment comparés de manière qualitative ce qui suit est une tentative de comparaison quantitative plus objective des résultats de simulation.

Pour chaque scénario un diagramme a été construit entre les valeurs mesurées et les valeurs simulées. La distribution de ces nuages de points, leur distance moyenne absolue par rapport à la bissectrice et l'étude des coefficients des équations des courbes de tendances obtenues

25. Le tableau des valeurs a été mis en Annexe B.1.

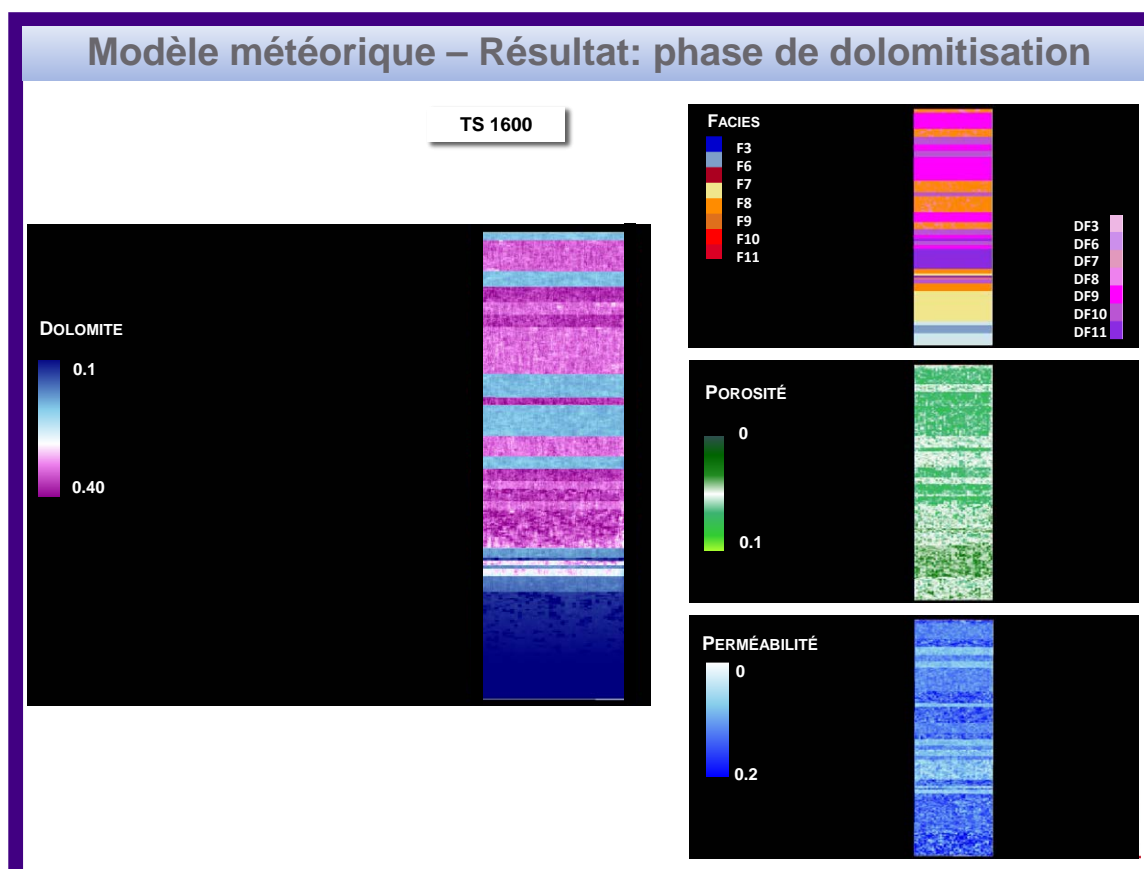


FIGURE 4.46 – Résultat de la phase de dolomitisation simulée sur le modèle per descensum et son impact sur les propriétés de faciès et pétrophysiques.

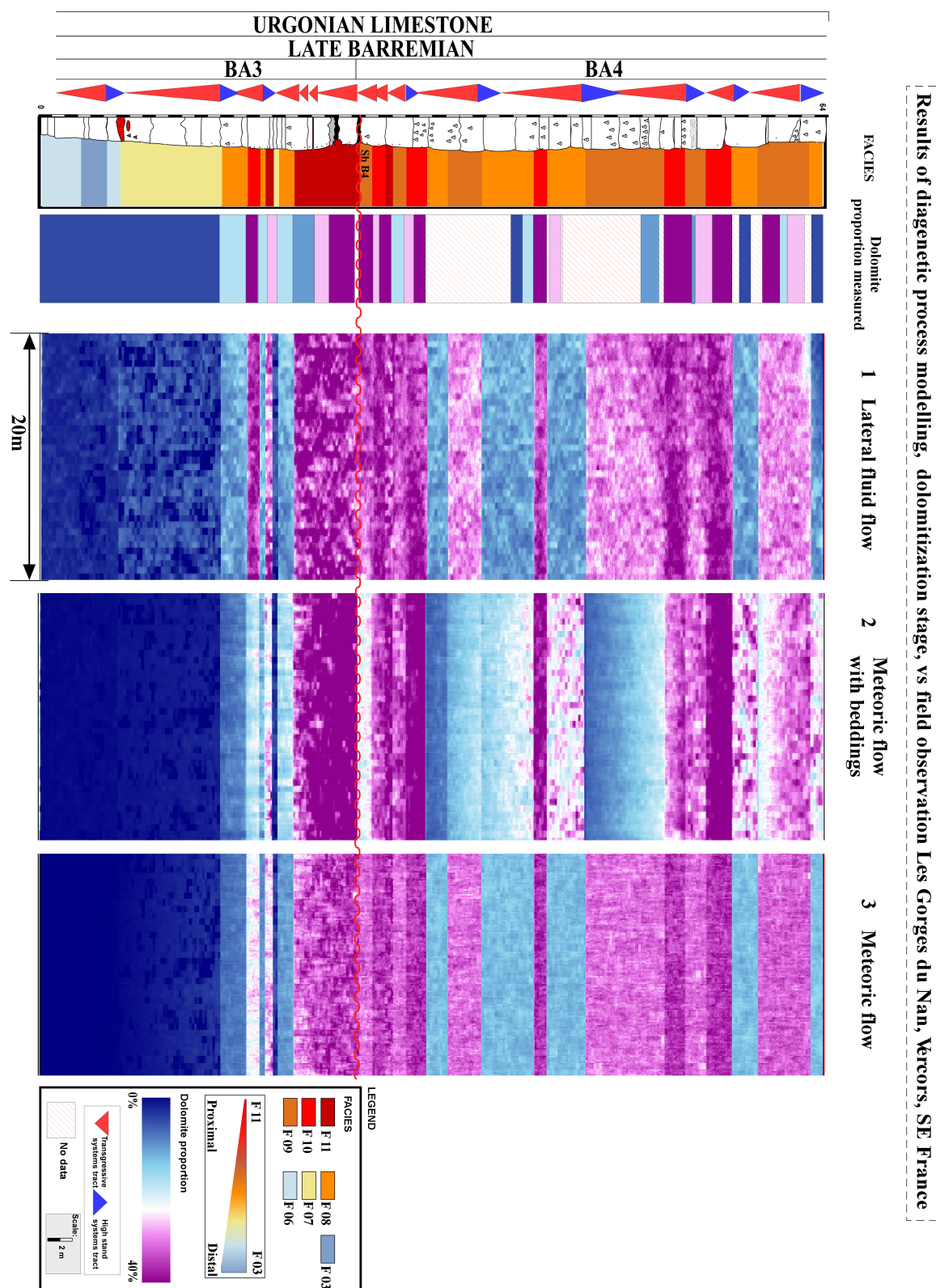


FIGURE 4.47 – Résultat de la phase de dolomitisation simulée sur les trois modèles et comparaison avec la proportion dolomitique du log. Modèle 1 : Modèle d'écoulement latéral, modèle 2 : modèle per descensum avec passage latéral du fluide dolomitisant et modèle 3 : modèle per descensum sans passage latéral.

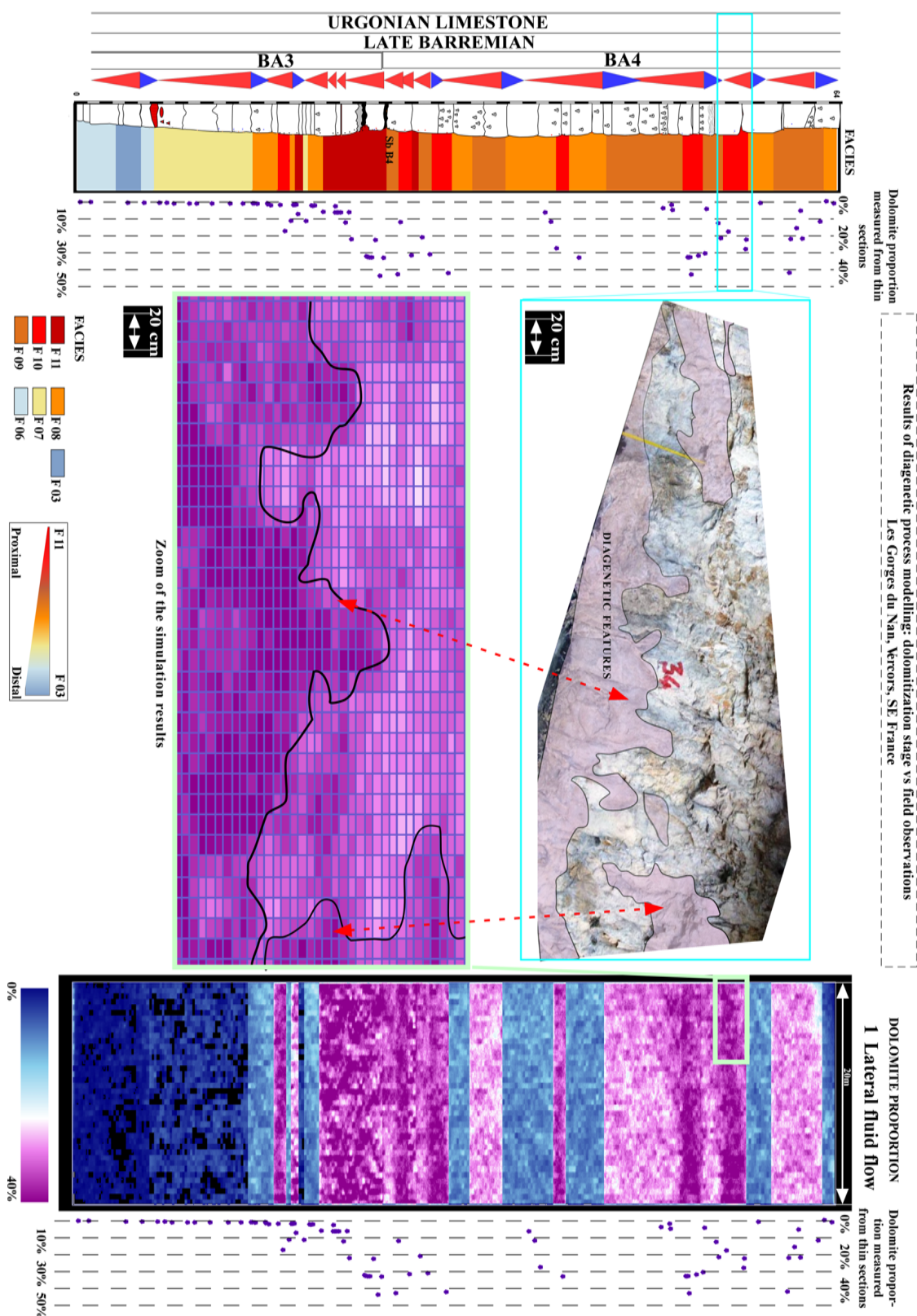


FIGURE 4.48 – Comparaison des résultats de simulation de la phase de dolomitisation issus du modèle d'écoulement latéral avec les observations terrains localisées au sommet du log situé dans le TST de la séquence B4.

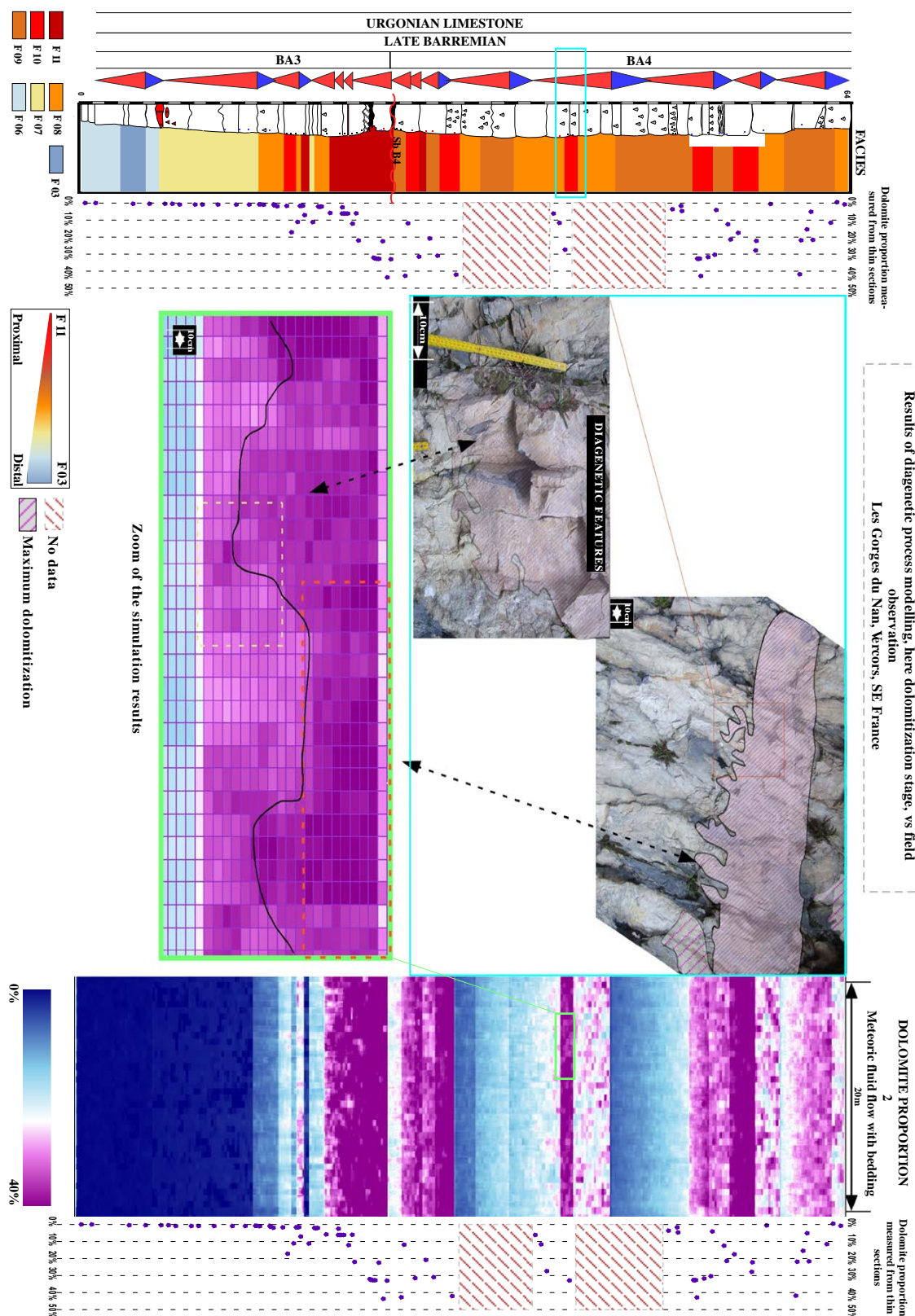


FIGURE 4.49 – Comparaison des résultats de simulation de la phase de dolomitisation issus du modèle per descensum multi-infiltré avec les observations terrains localisées entre les deux lacunes situées à la base du TST de la séquence B4.

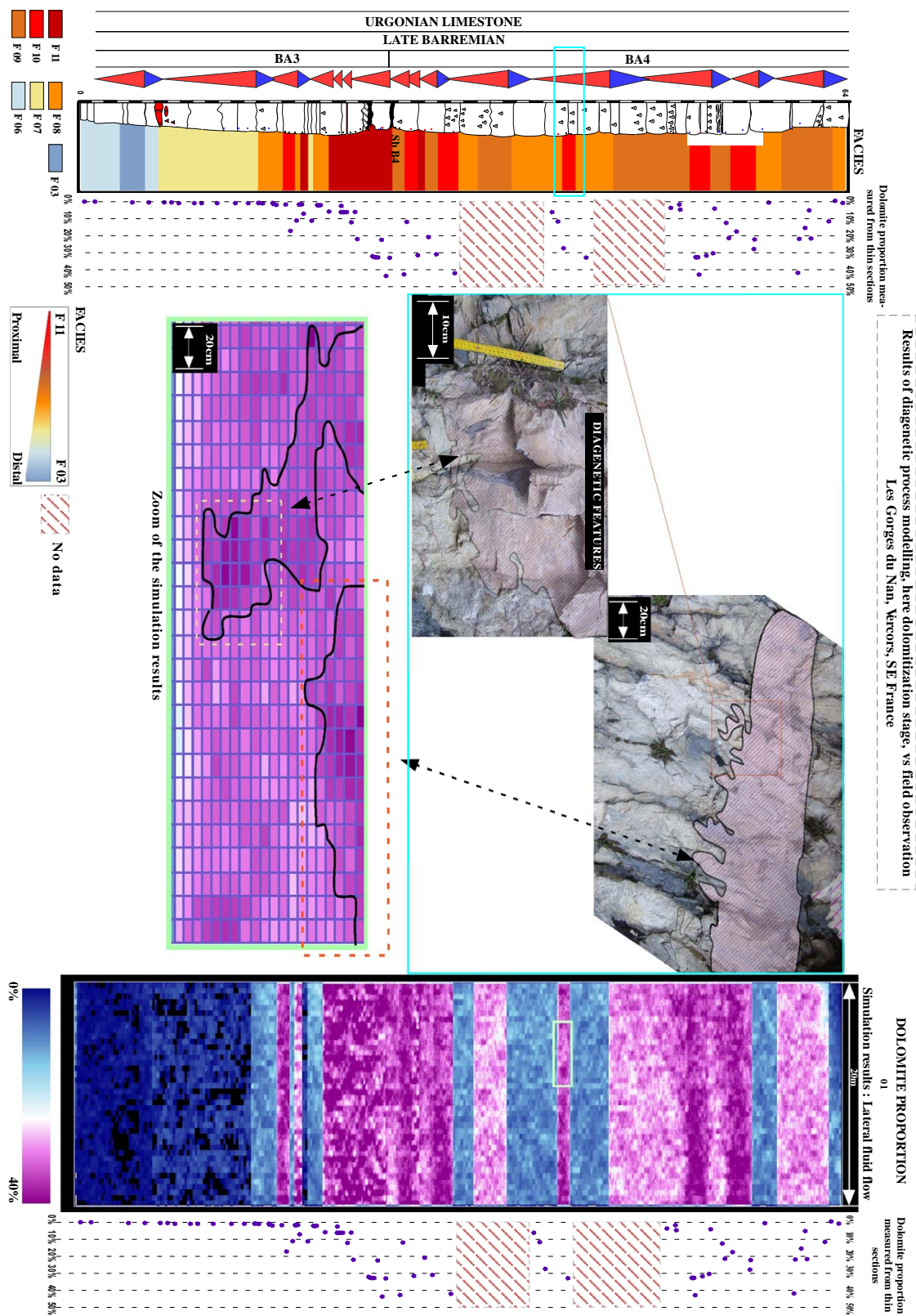


FIGURE 4.50 – Comparaison des résultats de simulation de la phase de dolomitisation issus du modèle d'écoulement latéral avec les observations terrains localisées entre les deux lacunes situées à la base du TST de la séquence B4.

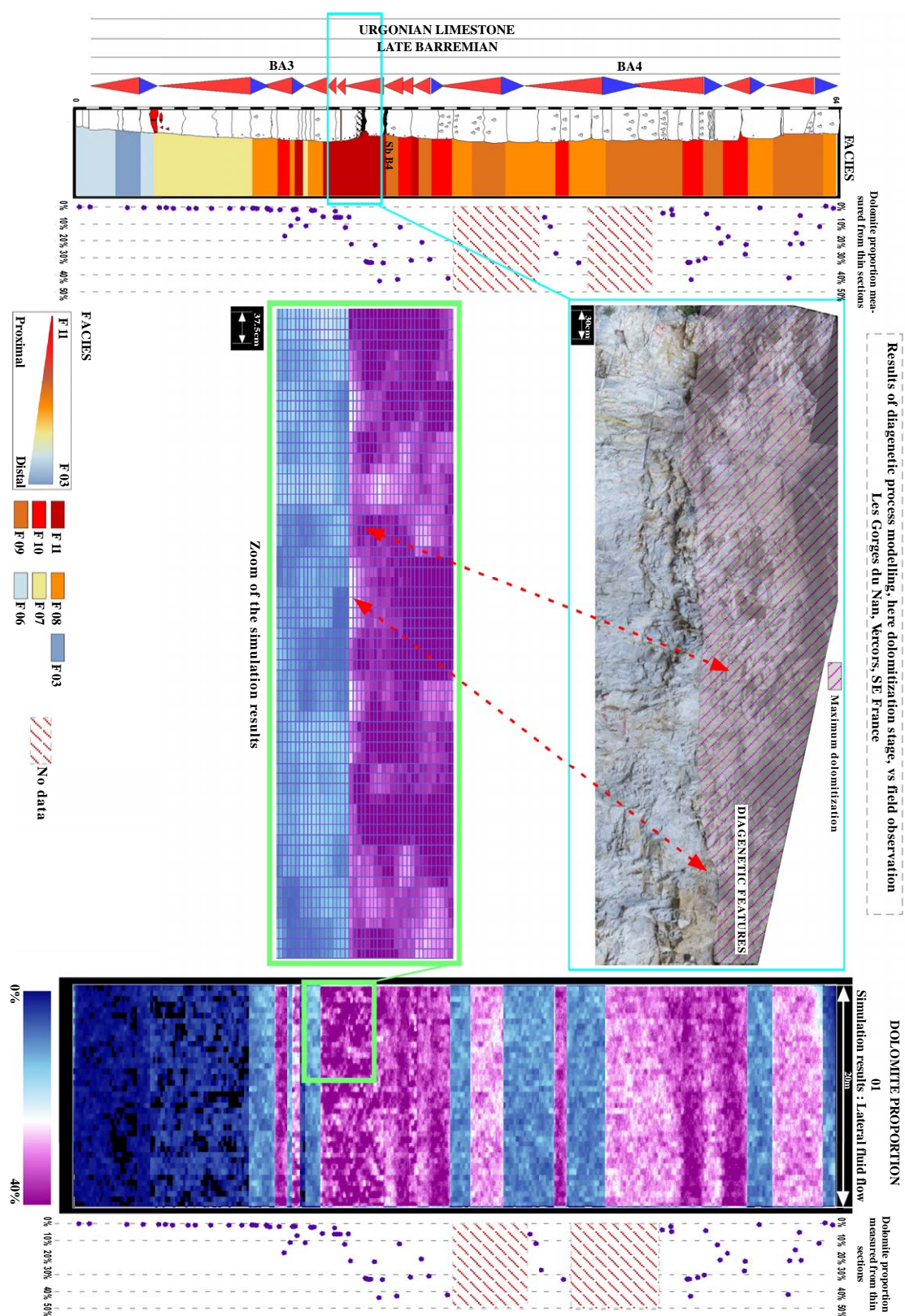


FIGURE 4.51 – Comparaison des résultats de simulation de la phase de dolomitisation issus du modèle d'écoulement latéral avec les observations terrains. Localisation au niveau de l'intervalle sous-jacent la limite de séquence SB B4.

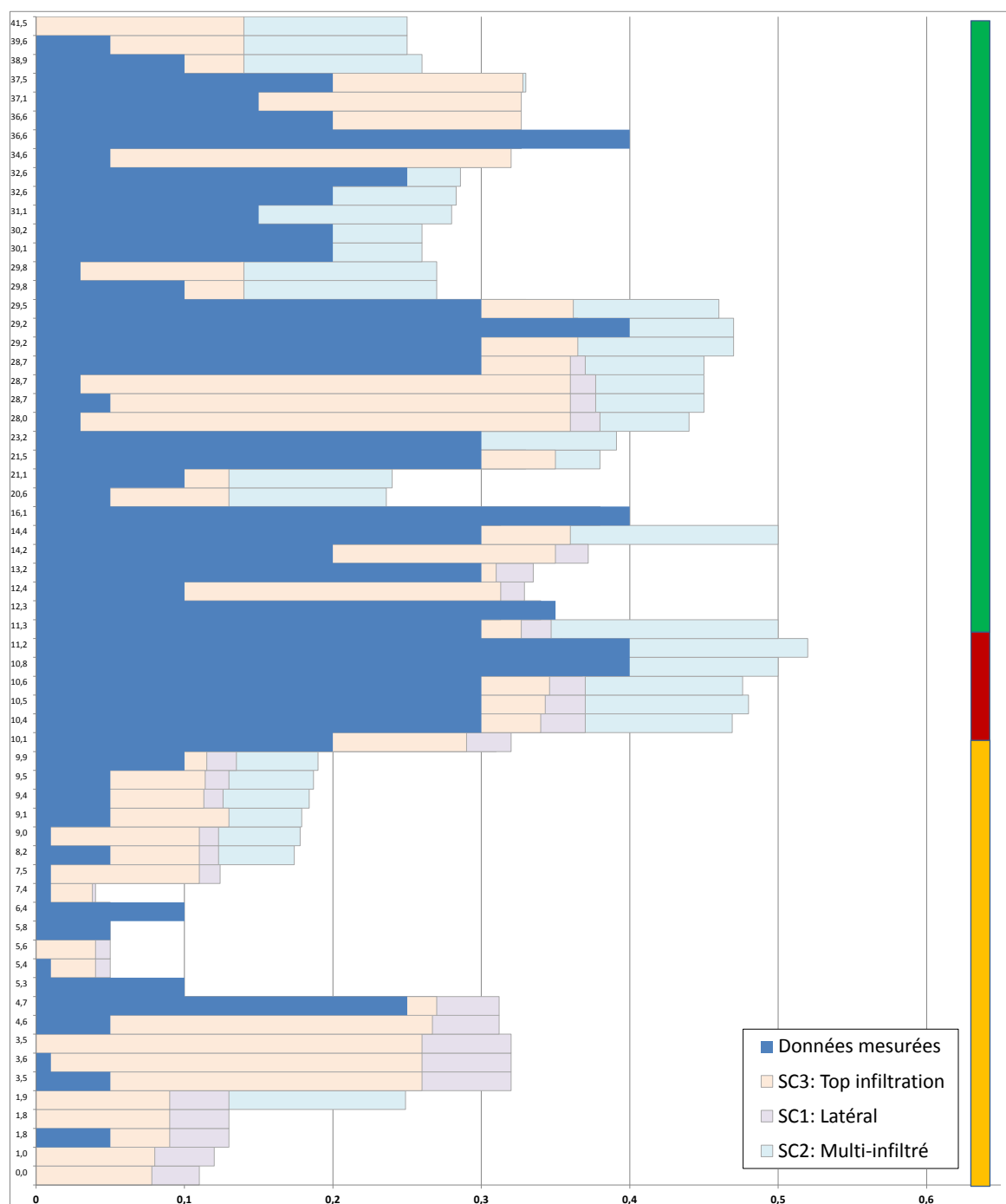


FIGURE 4.52 – Représentation sous forme d'un histogramme, tout le long du log étudié, des résultats de proportions de dolomite à l'issue des trois scénarios simulés pour la réaction de dolomitisation comparé aux données estimées (bleu). L'axe des abscisses correspond à la fraction de proportion de dolomite, l'axe vertical correspond au log (en mètre).

par nuage de points ont été comparés. La meilleure corrélation²⁶ est représentée par la droite $y = x$ ou encore la bissectrice. Graphiquement, une corrélation positive parfaite correspond au cas de figure où le nuage de points est sur une droite mais cette droite ne passe pas nécessairement par l'origine des axes ; si cette droite était la bissectrice alors on peut parler de concordance.

En considérant les résultats du scénario 1, cf. figure 4.53, le recouvrement des données simulées au niveau de l'intervalle sous-jacent à la limite de séquence SB B4 sur celles des valeurs mesurées est plus satisfaisant par rapport aux deux autres secteurs. Cette observation est confirmée en regardant le coefficient de corrélation pour chaque secteur, l'intervalle de la limite de séquence B4 est fortement corrélable suivit du secteur du TST B4, avec 0,67 et 0,35 respectivement, cf. figures 4.54 et 4.55.

Sur l'ensemble du log, en moyenne les résultats sont fortement corrélables à hauteur de 0.56. En s'intéressant à la distance moyenne absolue des valeurs simulées par rapport à celle mesurée, cf. figures 4.56, les valeurs les plus proches sont également celles localisées sous la limite de séquence SB B4, les deux autres secteurs ont une distance moyenne absolue équivalente bien que leur degré de corrélation diffère significativement.

Bien que la tendance soit respectée comme par-exemple la décroissance progressive de la proportion de dolomite de la limite de séquence SB B4 vers les bancs sous-jacents, figure 4.59, les résultats de la simulation du scénario 2 sont le plus souvent supérieures aux valeurs mesurées particulièrement pour la zone du TST B4, comme montrés sur les figures 4.57 et 4.56. Le coefficient de corrélation est égale sur l'ensemble du log à 0.69, avec une très forte corrélation au niveau de l'intervalle de la SB B4 avec un coefficient de corrélation égale à 0.84, et plus faiblement corrélable pour les deux autres secteurs TST B4 et le sommet de l'HST B3 avec un coefficient égale à 0.35 et 0.25 respectivement, cf. figure 4.54.

Les valeurs simulées au sommet de l'HST B3 sont celles qui apparaissent comme les plus proches des valeurs mesurées d'un point de vue distance relative par rapport aux deux autres secteurs d'après la figure 4.56 mais sont faiblement corrélables cf. figure 4.54.

D'après la figure 4.54, les résultats de simulation du scénario 3 (per-descensum simple, infiltration au sommet uniquement) sont fortement corrélables à hauteur de 0,57, en revanche par secteur les résultats sont faiblement corrélables. L'écart entre les valeurs simulées et mesurées est maximal pour le secteur TST B4 et minimal au sommet de l'HST B3, avec 0,15 et moins de 0,08 respectivement, cf. figure 4.56. Le secteur où la corrélation est la plus faible présente le plus faible écart entre les valeurs mesurées et simulées à savoir le secteur au sommet de l'HST B3. Par ce résultat, la simulation montre une très faible dépendance des proportions de dolomite mesurées particulièrement pour ce secteur.

En s'intéressant à la marge d'erreur entre les valeurs mesurées et simulées pour chaque scénario c'est-à-dire en regardant la distance relative entre les valeurs, le scénario 3 paraît le plus approchant, cf. figures 4.56. En s'intéressant à l'histogramme de corrélation le scénario 2 est fortement corrélable sur l'ensemble du log avec un coefficient de 0,69, cf. figure 4.54.

En comparant les coefficients des courbes de tendance par scénario, cf. figure 4.61, le scénario 2 est le plus satisfaisant avec une pente égale à 0,79 et un delta de pente le plus faible 0,2 suivit du scénario 2 et 1 avec une pente de 0,62 et 0,57 respectivement. L'ordonnée

26. Une corrélation n'est que le reflet d'une relation statistique entre deux ou plusieurs variables aléatoires. Il s'agit d'étudier l'intensité de la liaison pouvant exister entre ces variables.

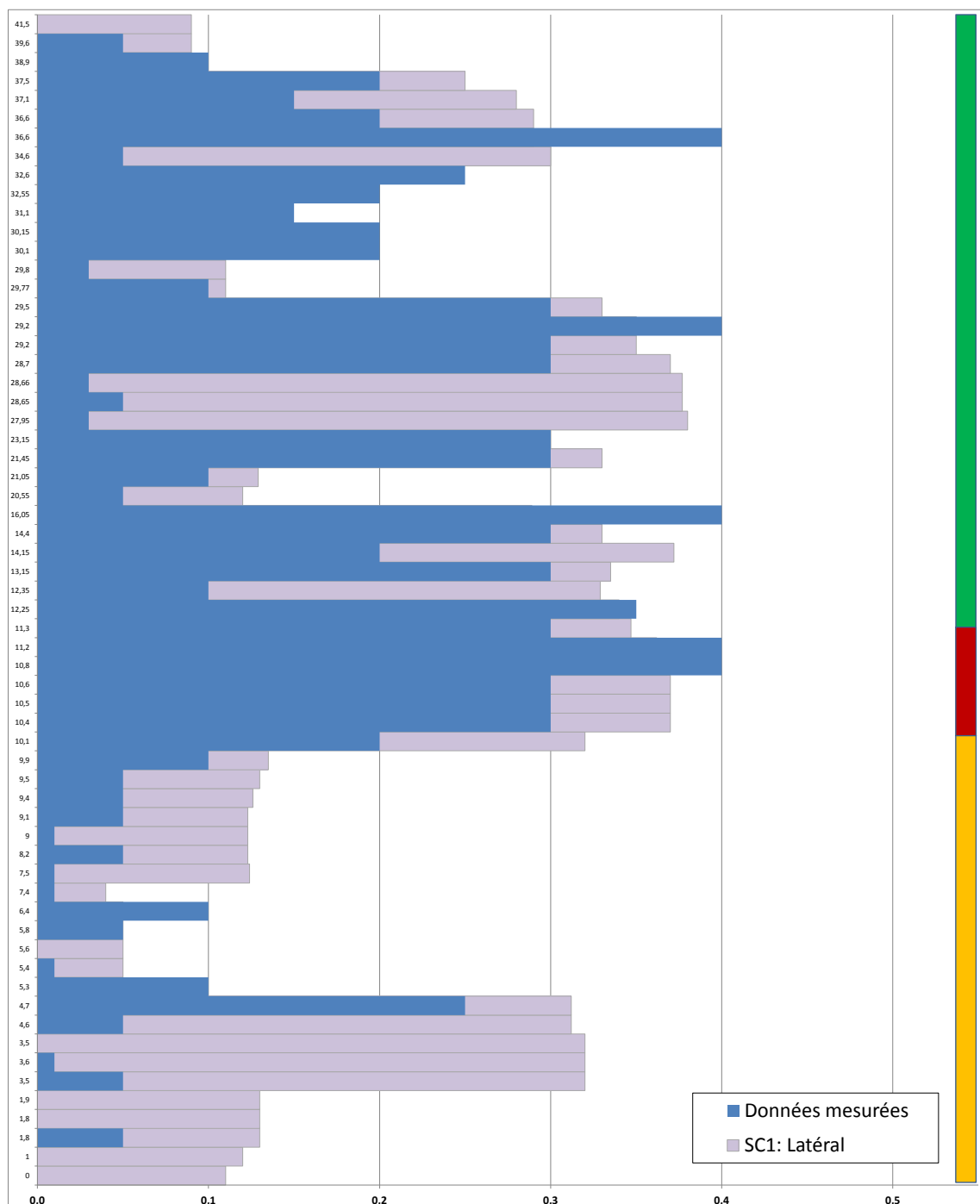


FIGURE 4.53 – Représentation sous forme d'un histogramme, tout le long du log étudié, des résultats de proportions de dolomite à l'issue du scénario 1, l'écoulement latéral, comparés aux données estimées (bleu).

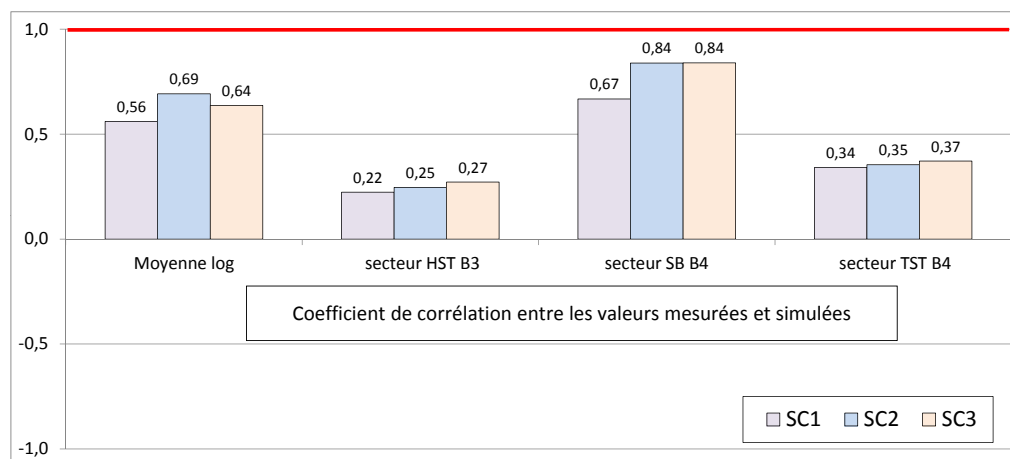


FIGURE 4.54 – Représentation sous forme d'histogramme du coefficient de corrélation des valeurs de proportion de dolomite mesurées et simulées sur l'ensemble du log (moyenne log), par secteur et par scénario. Plus les valeurs s'approchent de 1 (ligne rouge) plus le résultat de simulation est fortement corrélable avec celui des valeurs mesurées.

à l'origine pour chaque scénario est proche autour de 0,15 et ne permet de discriminer un scénario.

A l'issue des deux méthodes de comparaison qualitative (géométries des corps) et quantitative (statistique), il semble que le scénario 2 soit le plus satisfaisant. Pour rappel, ce scénario peut représenter deux types d'hypothèse sur le mécanisme de dolomitisation :

- Une dolomitisation stratiforme, synsédimentaire représentée numériquement par une infiltration multiple,
- Une dolomitisation stratiforme associée au passage de fluide dolomitisant véhiculé par des drains stratigraphiques.

4.4.2.6 Résultats de simulation des phases qui suivent la dolomitisation

Les phases diagénétiques de 2 à 5 ont été simulées uniquement sur les modèles 1 et 2 de dolomitisation, du fait d'une meilleure représentation des géométries diagénétiques et des proportions en dolomite.

La phase de dédolomitisation s'est probablement effectuée en milieu météorique comme expliquée précédemment cf. article 4.3 en utilisant des passages latéraux de fluides dédolomitizants. Des tests de simulation d'écoulement météorique simple ont été effectués, c'est-à-dire avec une seule zone d'infiltration au toit du modèle. Ces derniers n'ont pas été concluants, ils ne satisfont pas les proportions de dédolomite et les zones affectées.

Les figures 4.62 et 4.65 montrent l'ensemble des résultats de simulations des phases diagénétiques qui suivent la phase de dolomitisation des modèles 1 et 2 respectivement.

Le paramétrage de ces phases en terme de réactivité de faciès est identique à celui de la phase de dolomitisation. Leur différence réside principalement sur le nombre de pas de temps :

- La phase de simulation de dédolomitisation : nombre de pas de temps égale à 850 ;
- La phase de simulation de dissolution I : nombre de pas de temps égale à 750 ;
- La phase de simulation de précipitation de ciment calcite sparitique : nombre de pas de temps égale à 750 ;
- La phase de simulation de dissolution II : nombre de pas de temps égale à 600. L'infiltration est localisée seulement au toit du modèle, étant donné que la porosité secondaire a été identifiée au toit du log.

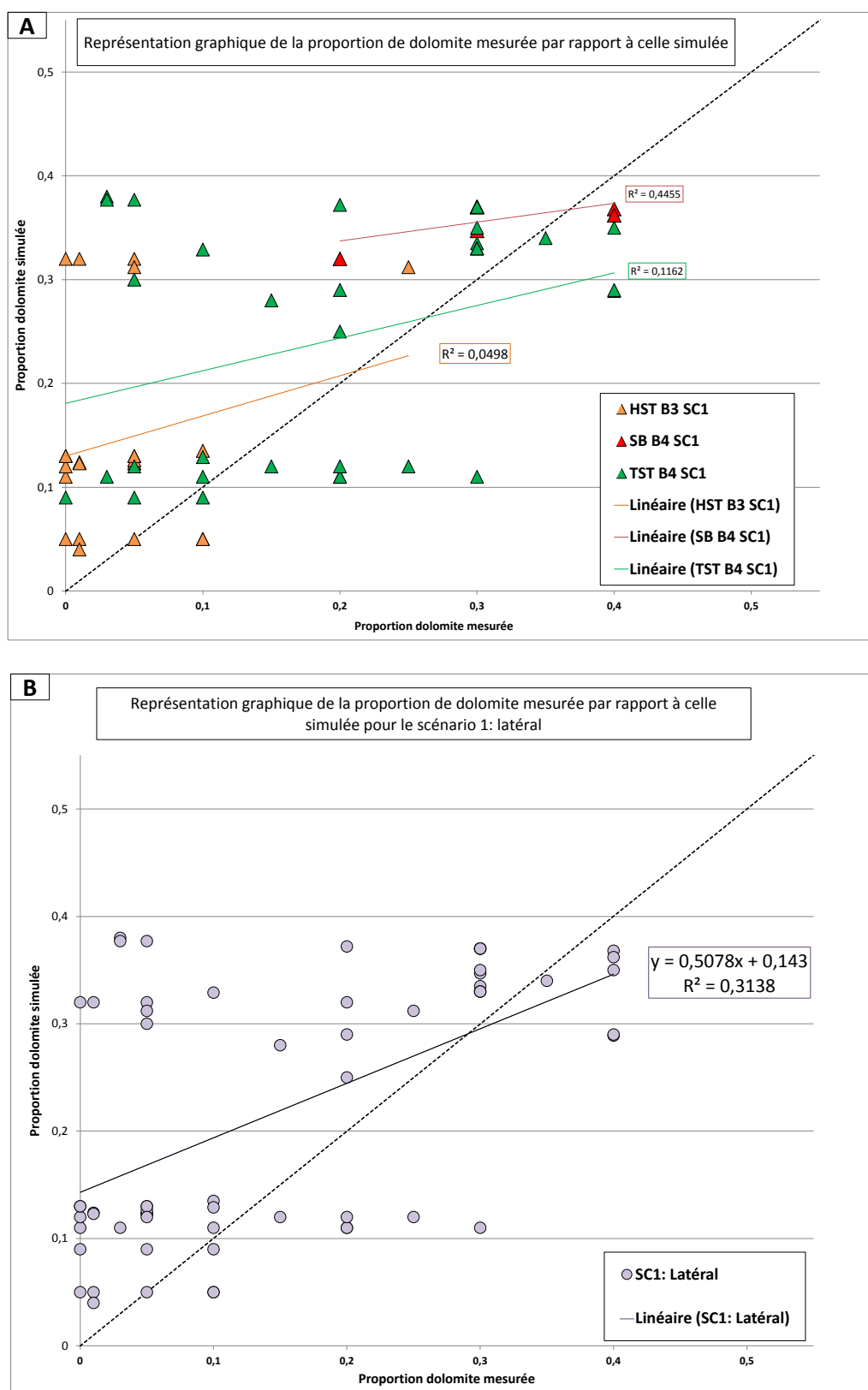


FIGURE 4.55 – Représentation graphique de la proportion de dolomite par rapport à celle simulée pour le scénario 1. Trois ensembles de points sont identifiables par leur couleur correspondant au trois secteurs sur le log. Une courbe de tendance a été attribuée à chacun de ces ensembles de points affichant le coefficient de détermination (R^2) et de corrélation (R).

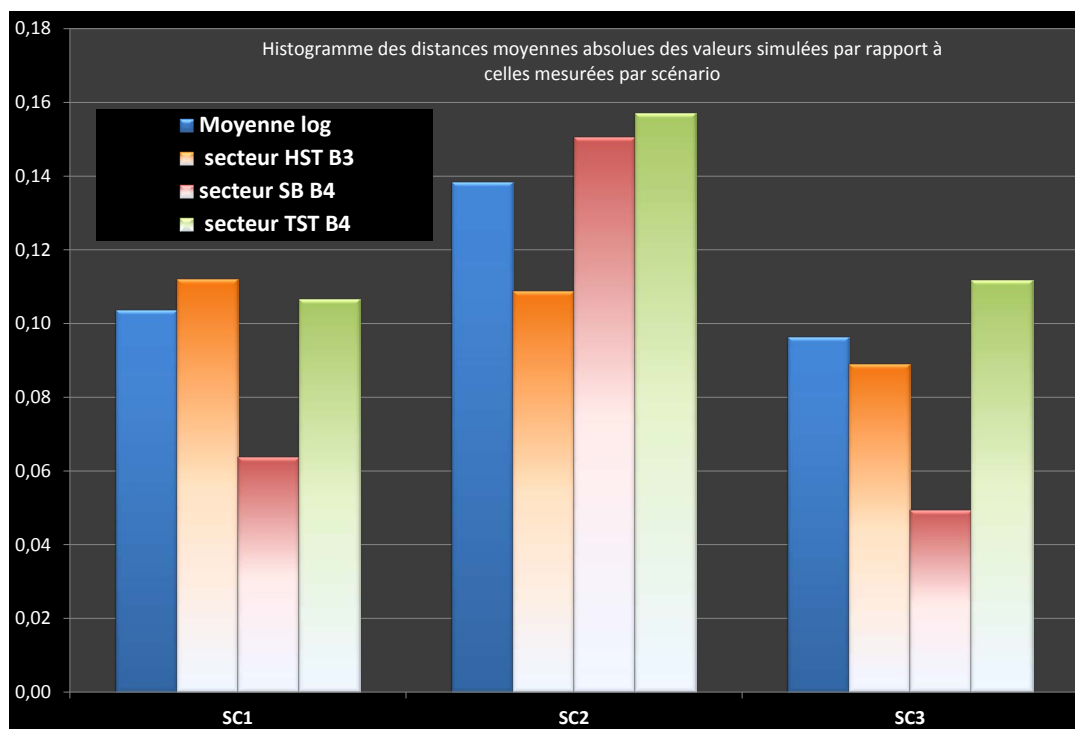


FIGURE 4.56 – Représentation graphique des distances moyennes absolues des valeurs de dolomite simulées par rapport à celles mesurées par scénario et par secteur. Note SCi=scénario i.

Les simulations des phases 2 à 5 ont été réalisées en une seule simulation avec plusieurs réactions diagénétiques successives. A partir du résultat de la phase de dolomitisation des modèles latéral et per descensum multi-infiltré, la simulation des étapes 2 à 5 a duré près de 10 jours. Ce choix de lancer une simulation avec plusieurs réactions n'est pas toujours le plus adapté car il faut attendre la fin des simulations pour vérifier si tout s'est bien déroulé. Bien qu'il soit possible de mettre des zones de critères qui permettent de jouer le rôle de garde fou et de contrôle, la visualisation finale reste l'ultime contrôle et la plus pertinente.

Simuler toutes les phases en une fois permet de ne pas répéter les mêmes actions lors du lancement de la simulation. De plus, plusieurs simulations à effectuer compliquent un peu plus le paramétrage. En effet, il ne faut pas oublier de charger les résultats de la réaction précédemment simulée. Actuellement, ce chargement ne concerne que les propriétés et non les particules (positionnement, nombre). Ce constat est à prendre en compte, si l'on souhaite simuler sans réinitialisation du nombre de particules. Dans ce cas, il faut effectuer une seule simulation avec plusieurs réactions diagénétiques.

Résultats des dernières phases simulées issus du modèle de dolomitisation latéral. Les résultats de simulation montrent une diminution de la proportion de dédolomite au cours des trois dernières phases simulées. Les zones fortement dolomitisées puis dédolomitisées (couleur bleu foncé) restent bien identifiables, cf. figure 4.62. La dissolution tardive (phase 5) de la dédolomite ne touche que les premiers 15 mètres diminuant la proportion de dolomite de 20 à 15% et de 10-15% à moins de 5%. Pour ce dernier évènement, afin de mieux comprendre et observer les effets de la réaction, la représentation de la porosité est regroupée par seuil de valeurs.

Afin de mieux observer l'impact des quatre dernières phases simulées sur l'ensemble du modèle, la figure 4.63 représente les résultats de simulation sur la propriété de porosité issue

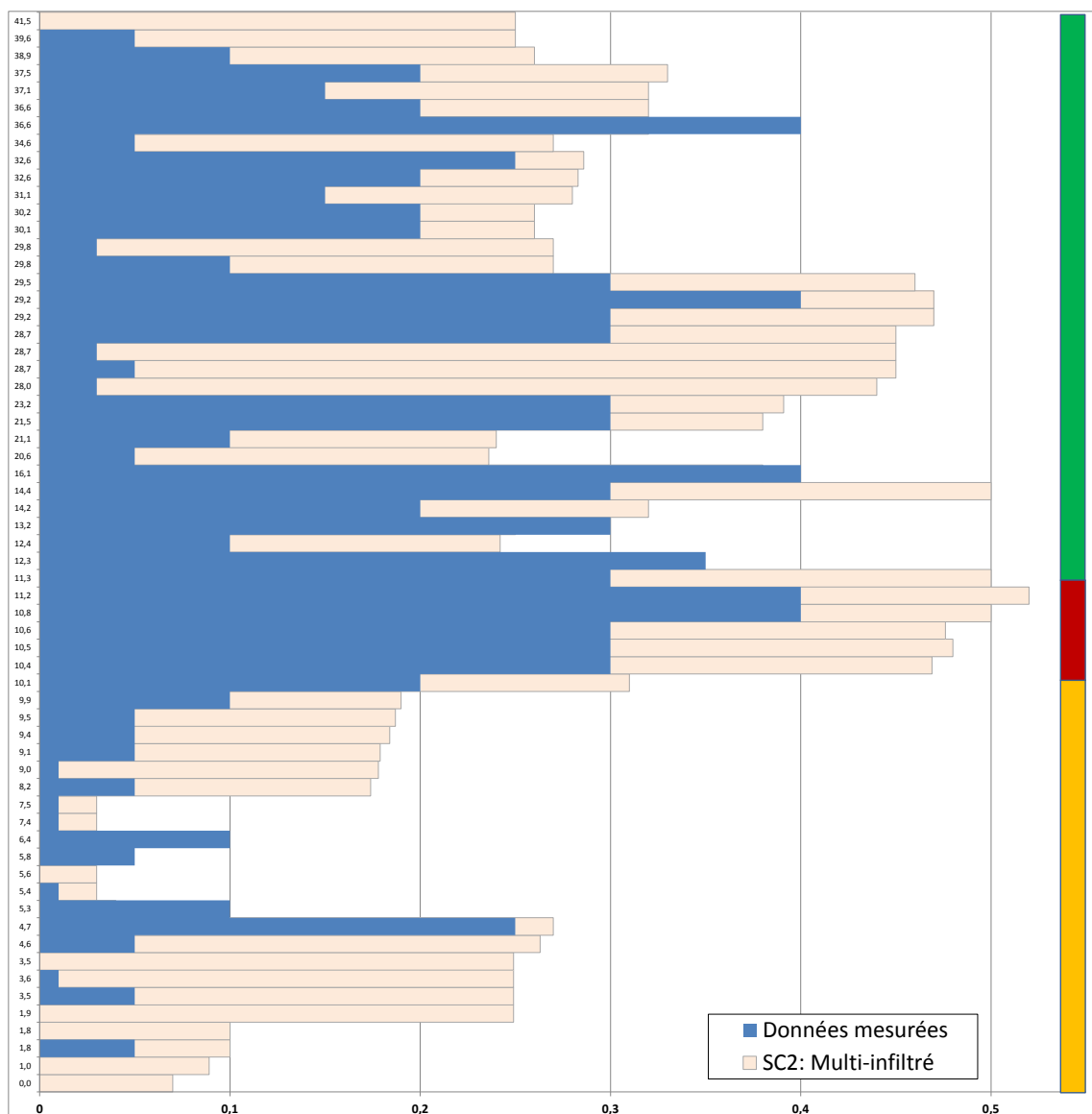


FIGURE 4.57 – Représentation sous forme d'un histogramme, tout le long du log étudié, des résultats de proportions de dolomite à l'issue du scénario 2, l'écoulement per descensum multi-infiltré, comparés aux données estimées (bleu).

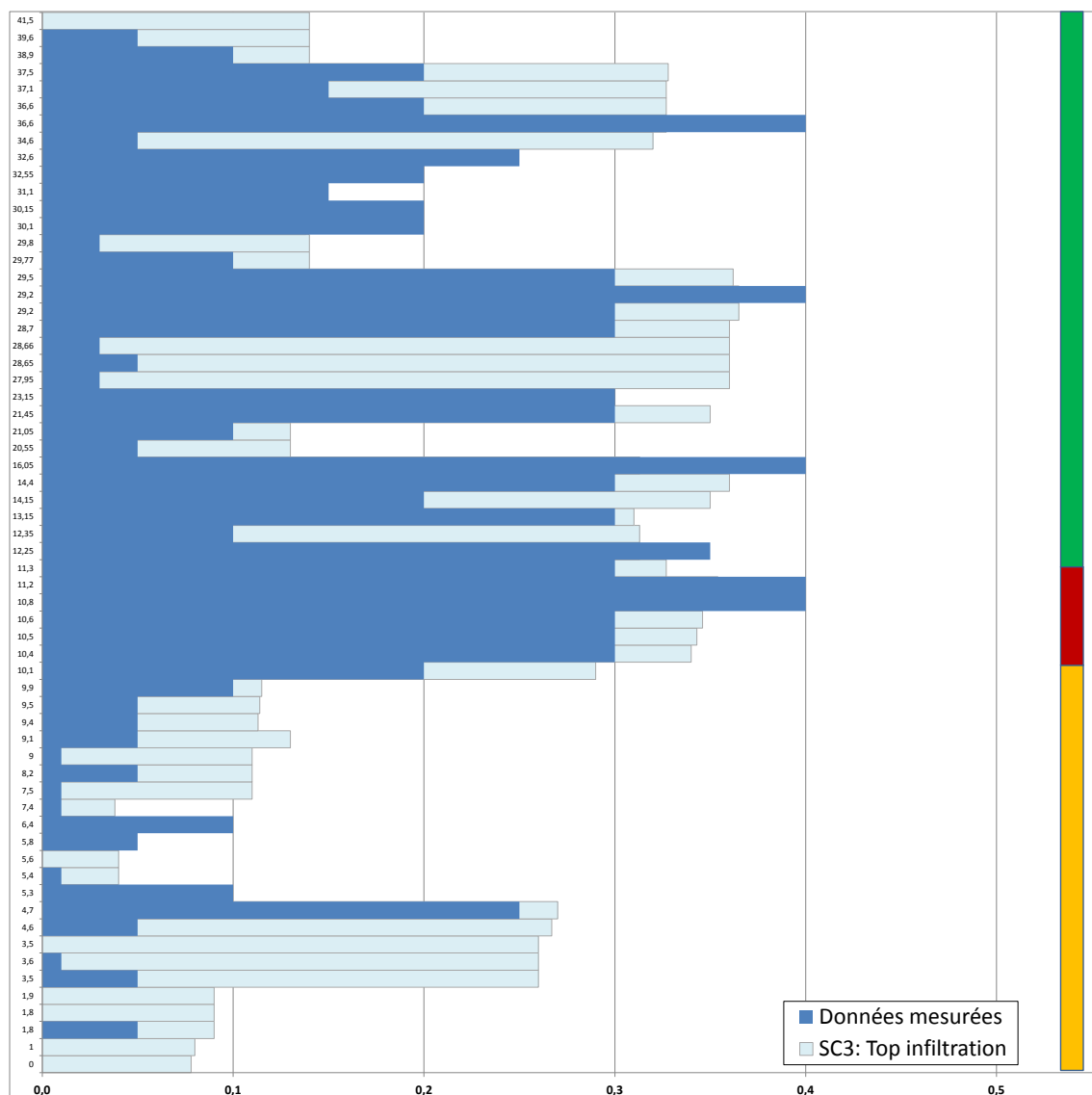


FIGURE 4.58 – Représentation sous forme d'un histogramme, tout le long du log étudié, des résultats de proportions de dolomite à l'issue du scénario 3, l'écoulement per descensum simple, comparés aux données estimées (bleu).

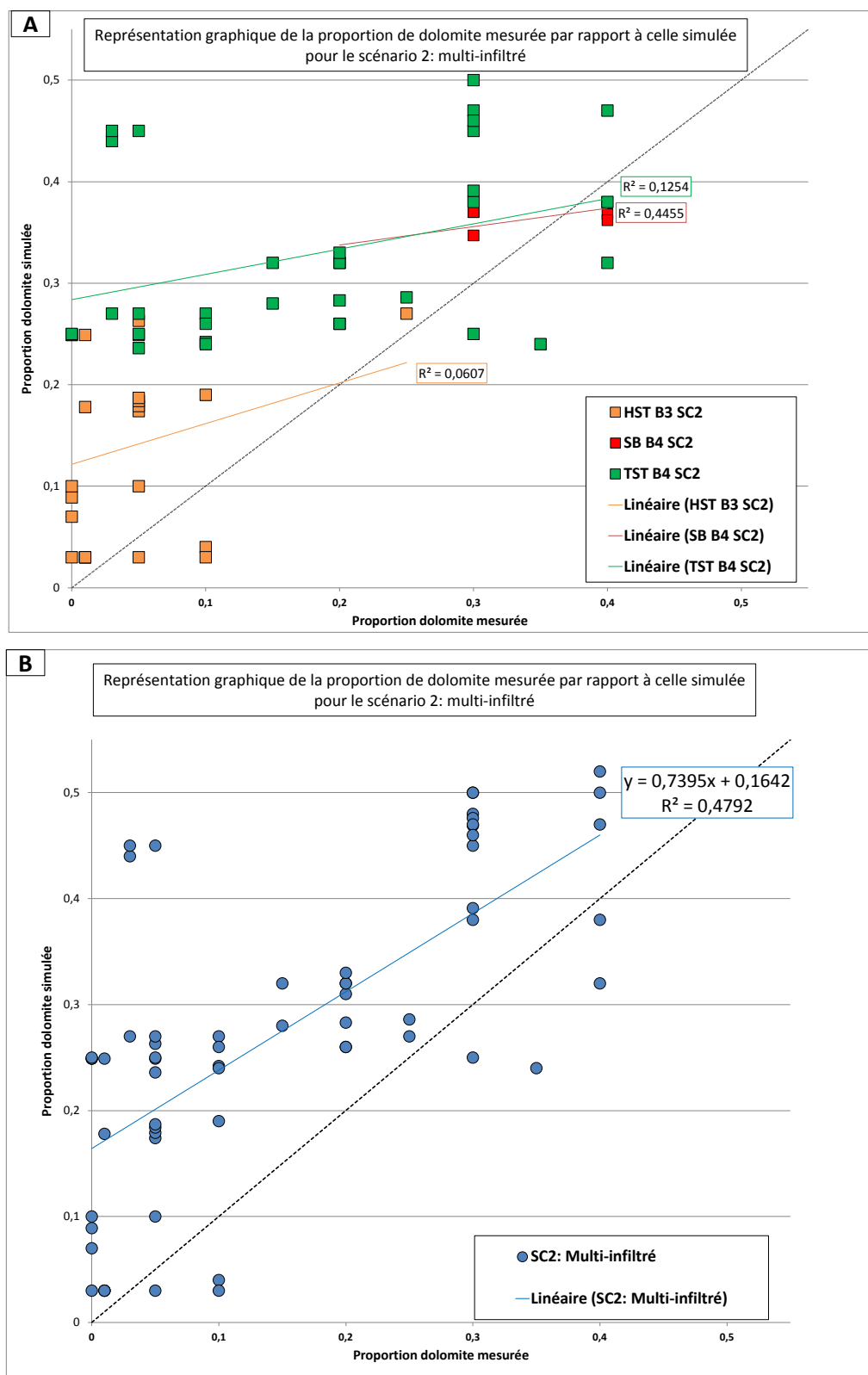


FIGURE 4.59 – Représentation graphique de la proportion de dolomite par rapport à celle simulée pour le scénario 2. Trois ensembles de points sont identifiables par leur couleur correspondant au trois secteurs sur le log. Une courbe de tendance a été attribuée à chacun de ces ensembles de points affichant le coefficient de détermination (R^2) et de corrélation (R).

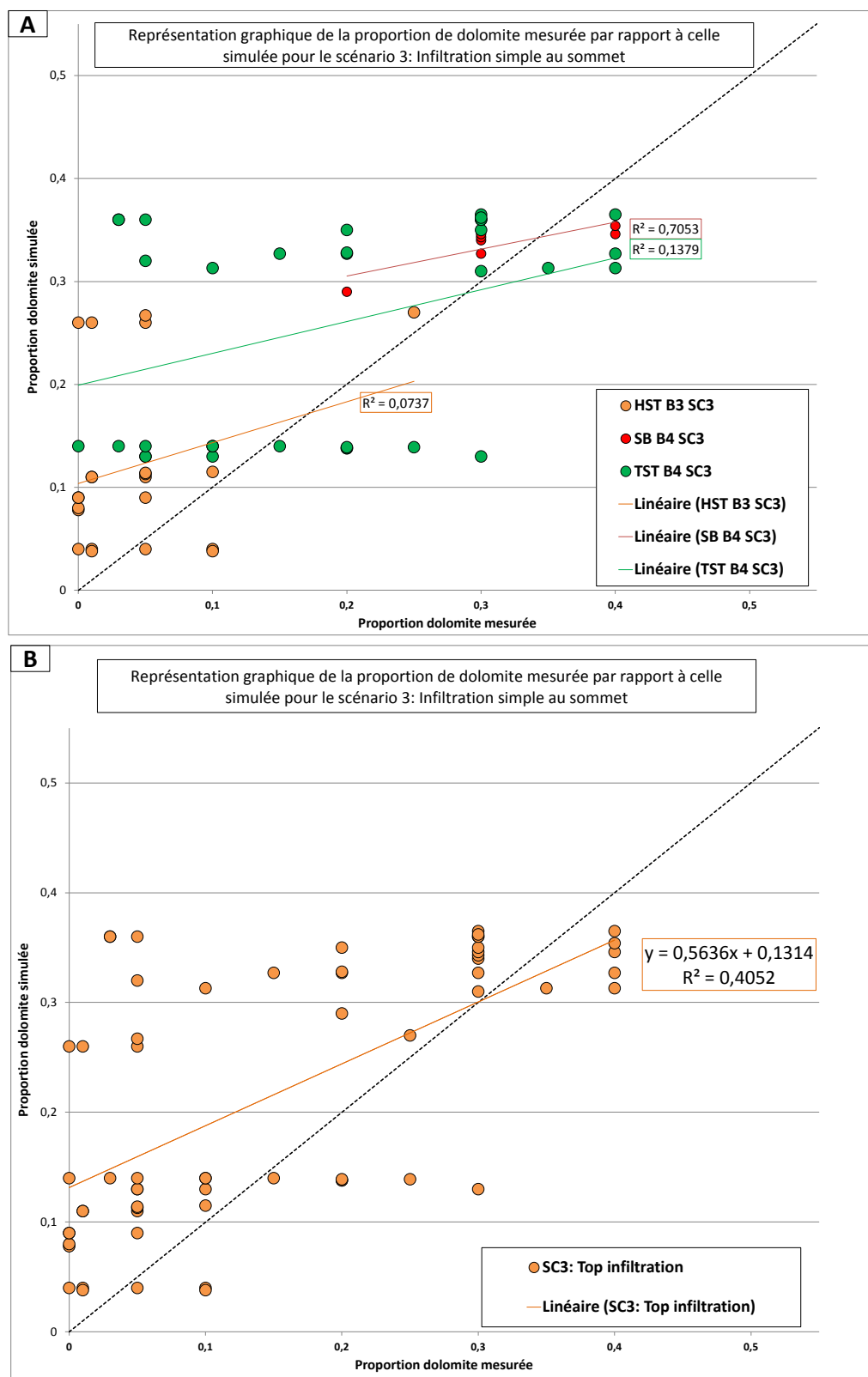


FIGURE 4.60 – Représentation graphique de la proportion de dolomite par rapport à celle simulée pour le scénario 3. Trois ensembles de points sont identifiables par leur couleur correspondant au trois secteurs sur le log. Une courbe de tendance a été attribuée à chacun de ces ensembles de points affichant le coefficient de détermination (R^2) et de corrélation (R).

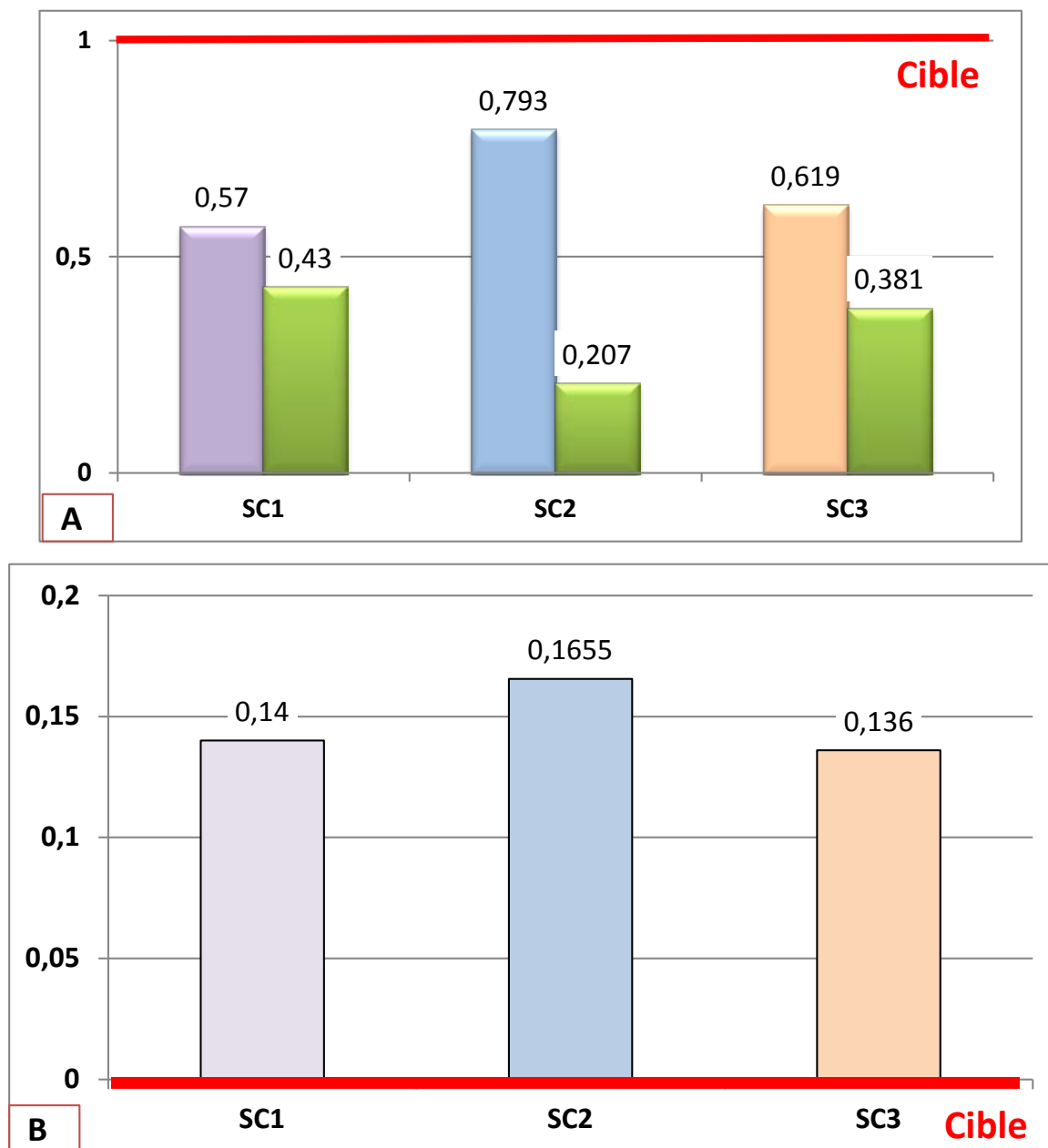


FIGURE 4.61 – Comparaison des coefficients des équations des courbes de tendance des nuage de points par scénario ((A)pente des courbes et (B) l'ordonnée à l'origine). (A) Représentation des pentes par scénario et de l'écart des pentes des corrélations réelles et parfaites (histogramme vert). Plus la pente de corrélation s'approche de un trait rouge), plus la corrélation est forte. (B) Représentation des valeurs de l'ordonnée à l'origine par scénario. Plus les valeurs s'approchent de zéro meilleur est la concordance.

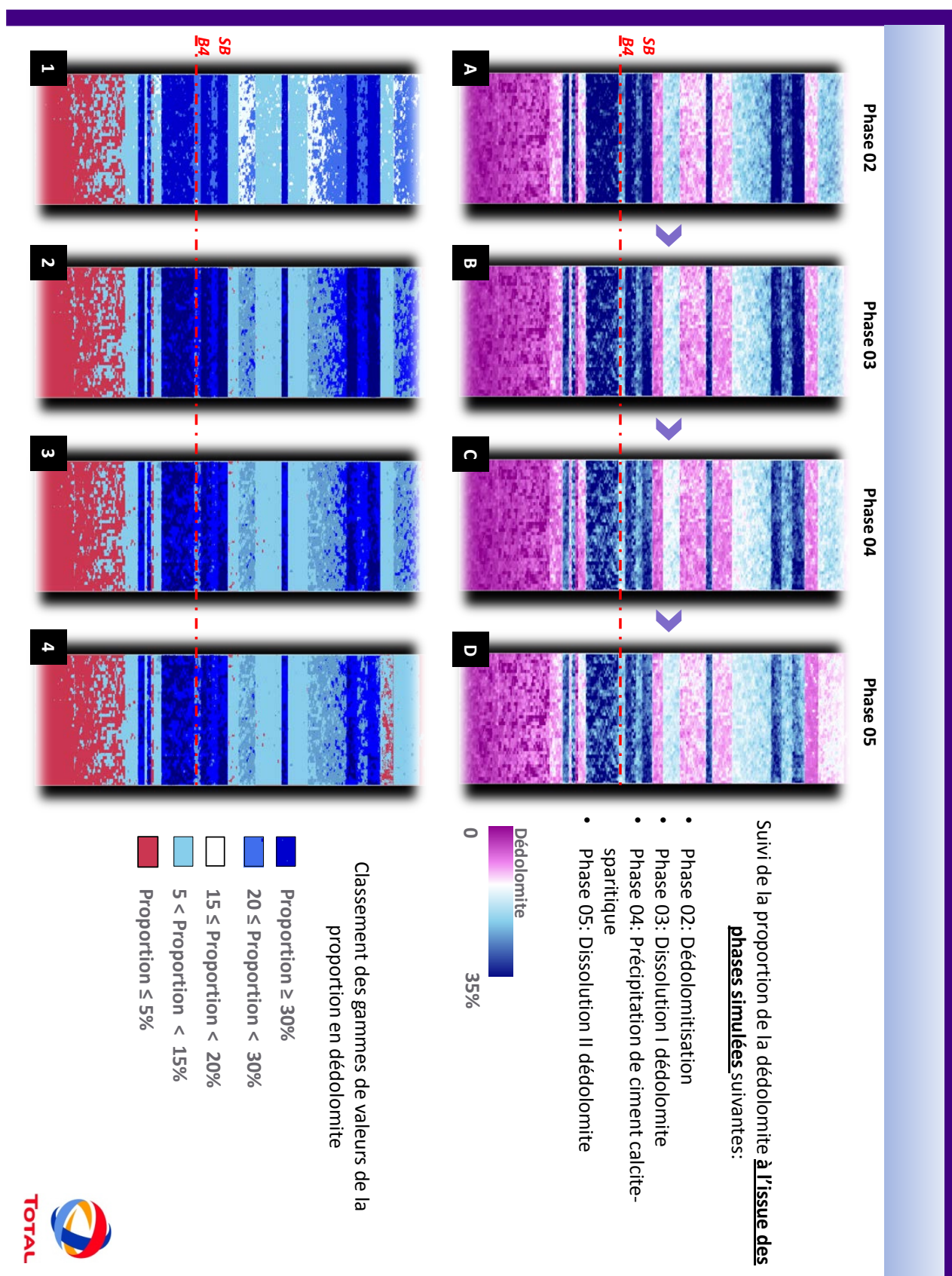


FIGURE 4.62 – D'après la simulation de dolomitisation sur le modèle d'écoulement 1 latéral : Résultats de simulation des phases de dédolomitisation, de dissolution, de précipitation de ciment de calcite sparitique et de dissolution tardive de la dédolomite. Résultats A à D : représentation de la distribution de la proportion de dédolomite à l'issue de chaque phase simulée. Résultats 1 à 4 : représentation des proportions de dédolomite en fin de phase classées par gamme de valeurs. Echelle : hauteur 60 mètres, largeur : 20 mètres.

des simulations.

La figure 4.64 montre l'évolution des proportions minéralogiques de la dédolomite (notée calcite-dedol) et de la calcite sparitique à l'issue de toutes les phases simulées. La proportion en dédolomite diminue progressivement avec un minimum de 28% tandis que la calcite sparitique augmente progressivement pour atteindre une valeur maximale de 12%. Cette augmentation se poursuit durant la dernière phase de dissolution, car la proportion minéralogique affichée est celle issue du bilan de matière et non volumique.

Le graphique 4.64 B, montre la distribution des proportions minéralogiques de la dédolomite et de la calcite sparitique pour les faciès F8 à F11. La décroissance en dédolomite est identique pour ces faciès en moyenne de 5 à 10% : les faciès F11, F10 et F9 diminuent leur proportion en dédolomite de près de 10% tandis que la proportion en dédolomite du faciès F8 décroît de 5%. Le contenu en calcite sparitique est équivalent pour les faciès considérés.

Résultats des dernières phases simulées issus du modèle de dolomitisation multi-infiltré.

Les résultats des dernières phases simulées sur le modèle 2 sont comparables à ceux issus du modèle 1, cf. figure 4.65 et l'animation portant sur l'évolution des valeurs de porosité (figure 4.67). La figure 4.66 B montre les valeurs des proportions minéralogiques de la dédolomite et de la calcite sparitique obtenues pour les faciès F8 à F11. Deux ensembles de valeurs sont associés à différentes agressivité de fluide pour les réactions de dissolution. La valeur d'agressivité de WC2 est dix fois plus faible que celle de WC1. En revanche, la différence de matière perdue n'est pas dix fois plus grande, les valeurs de dédolomite ont diminué en moyenne d'un facteur de 1.2. Les figures 4.68 et 4.69 montrent l'effet de deux valeurs d'agressivité sur le modèle et sa propagation verticale.

4.4.2.7 Discussion et conclusions sur les simulations diagénétiques

Au cours de l'étude diagénétique, plusieurs questions ont été soulevées notamment sur la phase de dolomitisation et son mode d'écoulement. Par conséquent, plusieurs scénarios responsables de la formation de la dolomitisation ont été supposés et simulés bien que l'étude diagénétique n'était pas encore achevée. Bien que les données quantitatives soient parfois insuffisantes des hypothèses ont été émises, au total, cinq phases diagénétiques ont été représentées, sachant que les deux premières sont la dolomitisation et la dédolomitisation.

La phase de dolomitisation a été simulée sur trois modèles différents correspondant à trois mécanismes distincts. D'après les résultats de simulation, le modèle d'écoulement per descensum simple satisfait le moins les données pointées sur le log et les géométries diagénétiques observées sur l'affleurement. Les résultats du modèle latéral montrent des géométries chaotiques comme celles observées sur l'affleurement particulièrement pour les zones fortement dolomitisées. En revanche d'après les histogrammes et les graphiques comparatifs des valeurs estimées et simulées de dolomite sur l'ensemble du log et par secteur, les proportions de dolomite sont le plus respectées par le modèle d'écoulement 2 (infiltration multiple).

A l'issue des deux méthodes de comparaison qualitative (géométries des corps) et quantitative (statistique), il semble que le scénario 2 soit le plus satisfaisant. Pour rappel, ce scénario peut représenter deux types d'hypothèse sur le mécanisme de dolomitisation :

- Une dolomitisation stratiforme, synsédimentaire représentée numériquement par une infiltration multiple,

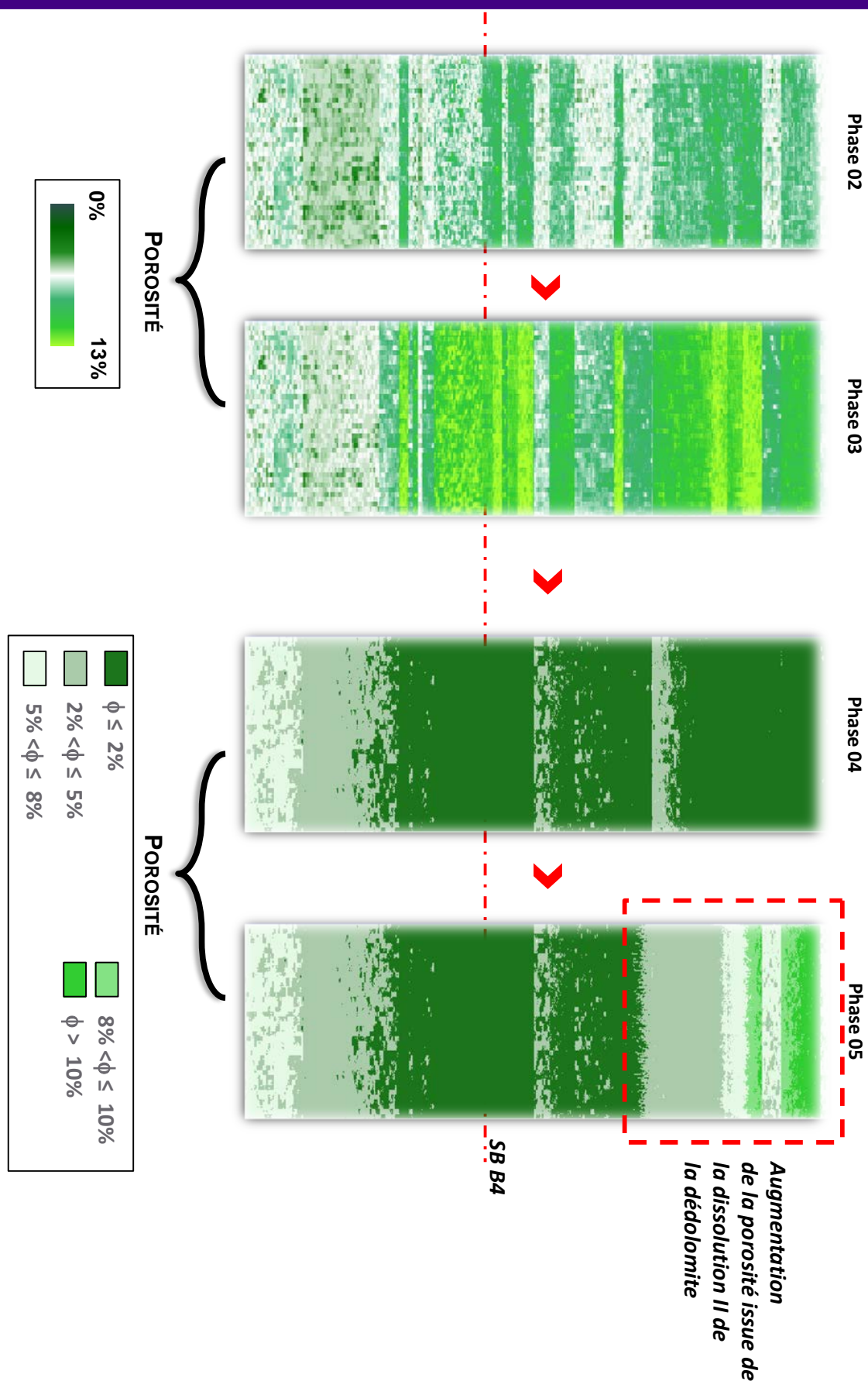


FIGURE 4.63 – Représentation de la propriété de porosité pour les simulations 2 à 5 sur le modèle d'écoulement latéral. Deux types de représentation : les phases 2 et 3 avec la vraie distribution de porosité à l'issue de chacune d'elle, tandis que les porosités des phases simulées 3 et 4 sont représentées par des seuils de valeurs. Rappel échelle : hauteur 60 mètres, largeur : 20 mètres.

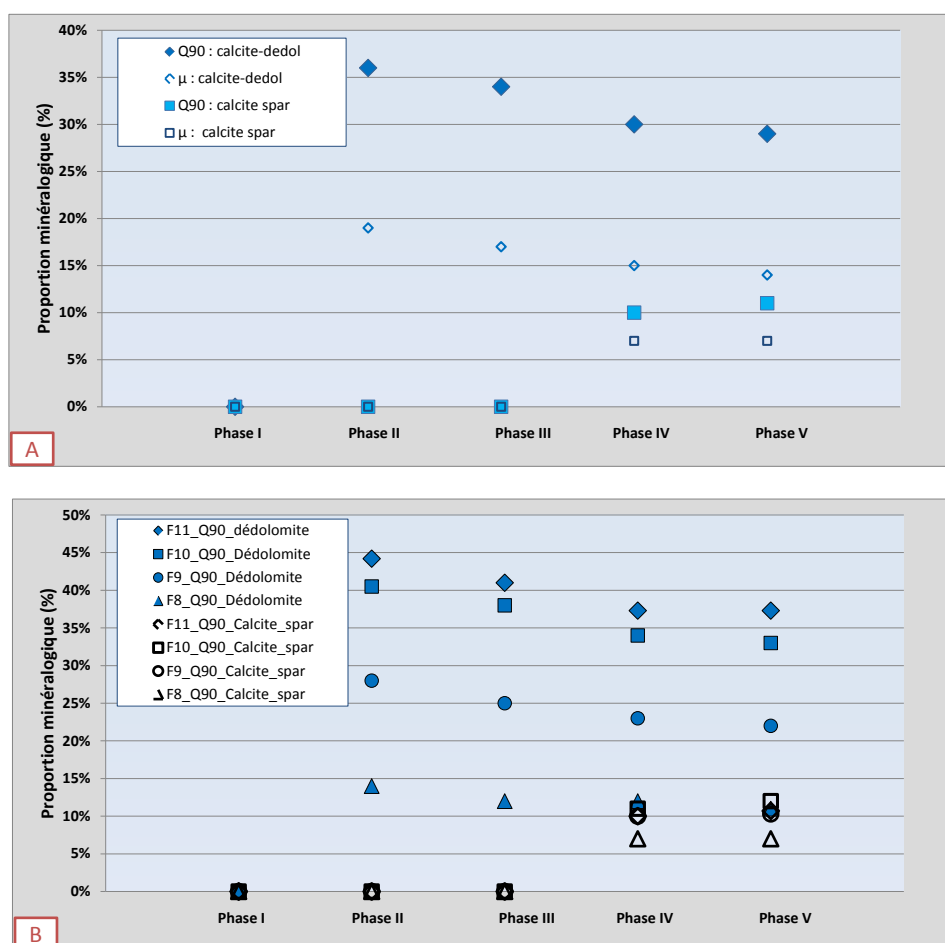


FIGURE 4.64 – Représentation graphique (A) de l'évolution minéralogique de la dédolomite (notée calcite-dedol) et de la calcite sparitique à l'issue des phases 1 à 5 et (B) en fonction des faciès de plateforme interne. Résultats obtenus du modèle 1 de dolomitisation.

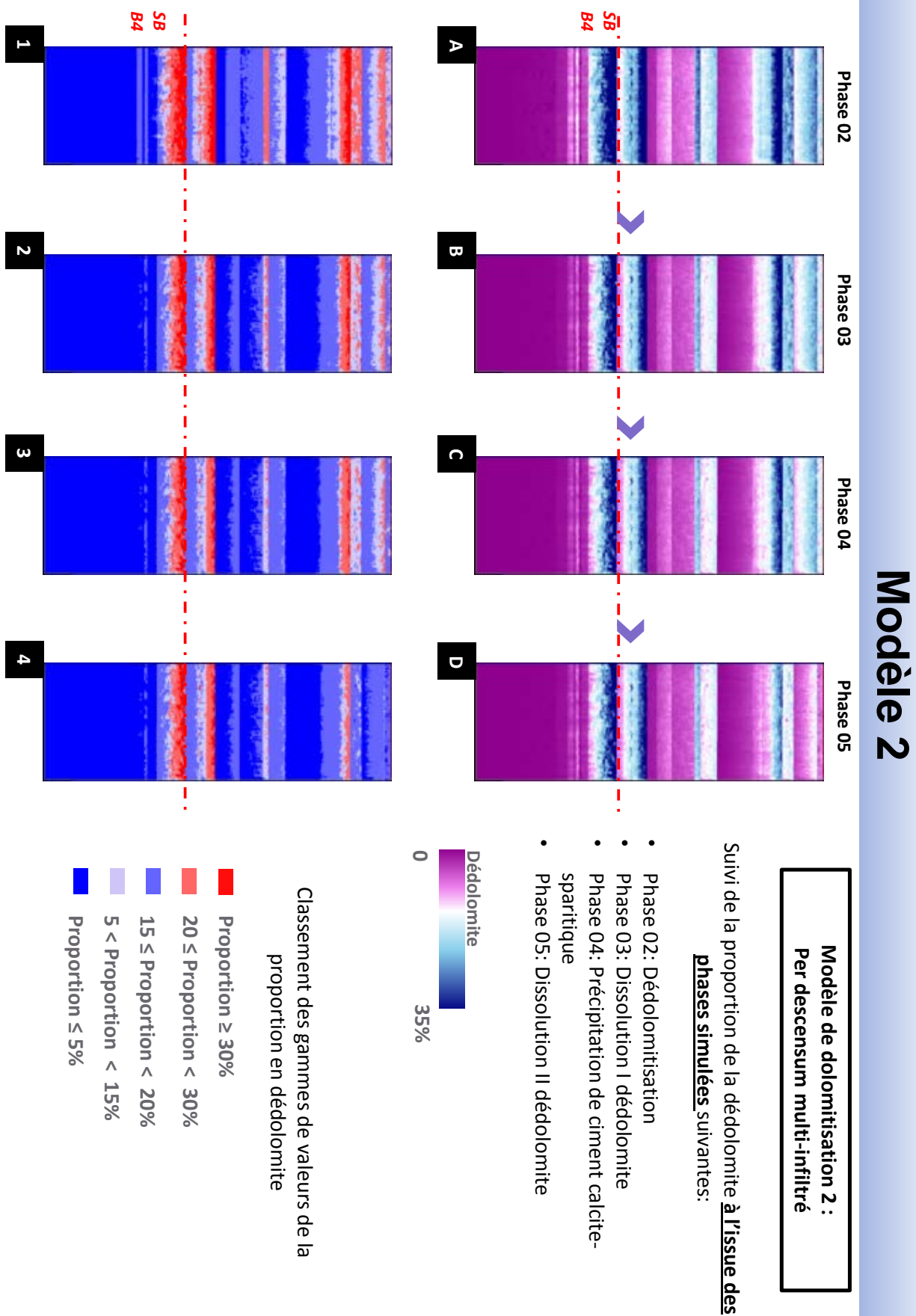


FIGURE 4.65 – D’après la simulation de dolomitisation sur le modèle d’écoulement 2 multi-infiltré : Résultats de simulation des phases de dédolomitisation, de dissolution, de précipitation de ciment de calcite sparitique et de dissolution tardive de la dédolomite.

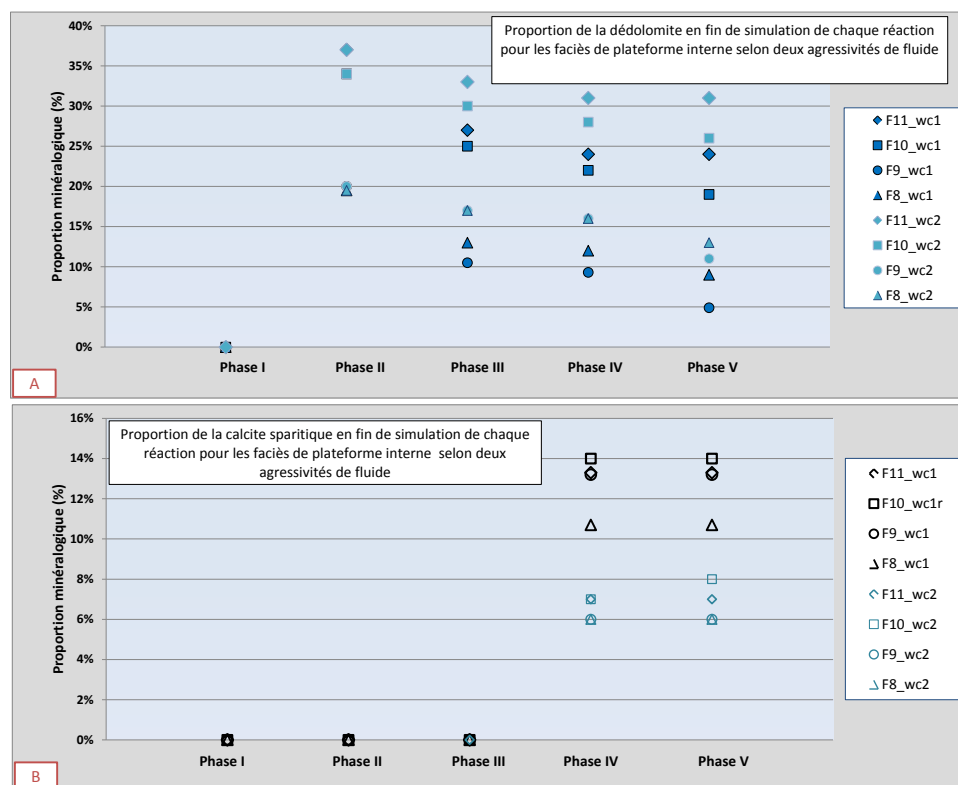
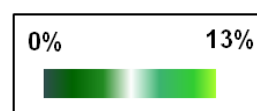


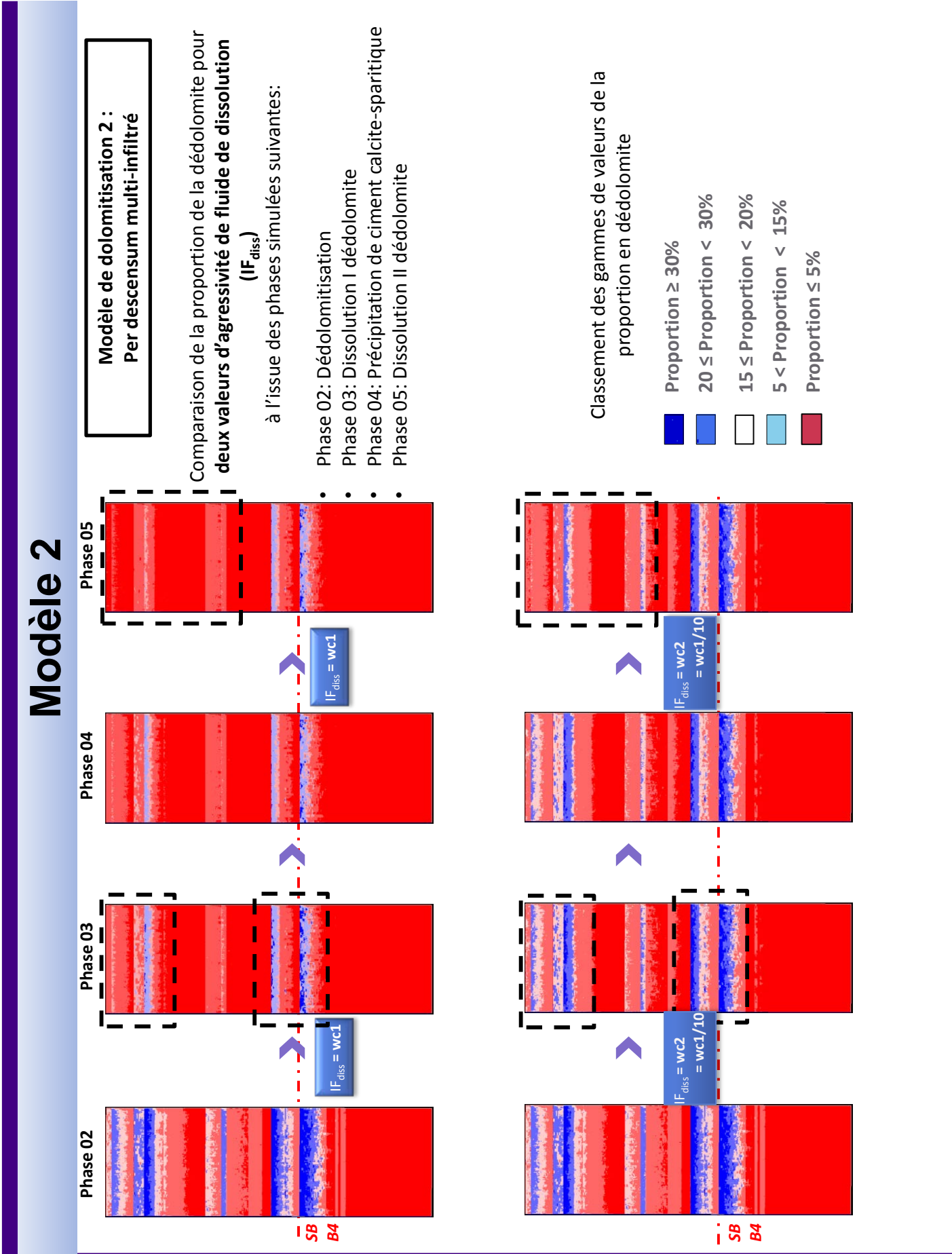
FIGURE 4.66 – Représentation graphique de l'évolution de la proportion de la dédolomite (A) et de la calcite sparitique (B) à l'issue des phases 1 à 5 en fonction des faciès de plateforme interne. Résultats obtenus du modèle 2 de dolomitisation. Pour chaque faciès, deux valeurs de proportions sont affichées liées à une agressivité du fluide différente telle que $wc1 = 0.001$ et $wc2 = 0.0001$. Les valeurs de proportion correspondent au Q90.



(b) Légende

(a) Evolution de la distribution de la porosité.

FIGURE 4.67 – Animation de l'évolution de la porosité au cours des phases qui suivent la dolomitisation du modèle multi-infiltré. Résultats obtenus pour une agressivité du fluide de dissolution égale à 0.0001.



(a) (b)

FIGURE 4.69 – Représentation de l'effet de deux valeurs de fluides pour les réactions de dissolution sur la proportion de dédolomite. Résultats obtenus pour une agressivité du fluide de dissolution égale à (a) 0.001 et (b) 0.0001.

- Une dolomisation stratiforme associée au passage de fluide dolomitisant véhiculé par des drains stratigraphiques.

Plusieurs explications peuvent être avancées sur le respect ou non des données selon les modèles. Le découpage faciologique et sa représentation homogène sur le log est une première explication. Un faciès a été attribué tous les mètres en moyenne et étant donné qu'une seule valeur de réactivité par faciès est à saisir, il n'est pas toujours évident de tomber juste à chaque zone présentant le même faciès. C'est d'ailleurs la distribution des propriétés pétrophysiques qui amène une certaine hétérogénéité par faciès.

Certaines géométries sont parfois à une échelle plus fine que la taille des cellules du modèle. D'autres modèles peuvent ainsi être envisagés avec un raffinement différent, tout dépend en amont du degré de précision désiré de l'effet de la diagenèse sur le modèle final. Toute mesure effectuée est à nuancer. En effet, la proportion de dolomite estimée en lame mince, qui représente un échantillon (et donc une petite zone) n'est pas toujours représentative de l'ensemble du secteur. Or c'est une zone plus étendue qui est modélisée.

Pour arriver à ces résultats les équations qui ont été les plus sollicitées sont celles qui définissent la proportion minéralogique et le module de déplacement des particules. La première équation a permis de définir l'indice de réactivité des faciès²⁷ et de déterminer un ordre de grandeur du nombre de pas de temps de simulation à partir des valeurs de proportion de dolomite et de l'action du fluide. Plusieurs tests de simulation pour déterminer le nombre de pas de temps ont dû être effectués pour atteindre les valeurs en proportion de dolomite. La

27. Représente la capacité du faciès à être affectée par la réaction diagénétique simulée, compris entre 0 et 1. Si égal à zéro, le faciès n'est pas affecté par la réaction tout au long de la simulation.

seconde équation a permis d'améliorer le déplacement des particules pour les faibles valeurs de perméabilité.

D'après les derniers résultats obtenus sur l'histoire diagénétique, il semble qu'au moins trois phases de dolomitisation se soient produites sur le secteur étudié. Au sommet du HST de la séquence B₃, une phase de dolomitisation relativement précoce s'est produite affectant significativement les faciès les plus micritiques suivie d'une phase de dédolomitisation massive. Ce type de dolomite-dédolomite est à nouveau observé à la base du TST de la séquence B₄.

Un second type de dolomite a été observé mettant en évidence une dolomite zonée voir probablement ferreuse que l'on retrouve massivement au niveau de l'intervalle sous-jacent à la limite de séquence B₄ et principalement à la base du TST de la séquence B₄ étudiée.

Enfin, un dernier type de dolomite cristalline est également présent très localement sur le TST de la séquence B₄ dans des remplissages de coquilles.

D'autres scénarios peuvent aussi être simulés comme par exemple les scénarios 3 - 5 ou 6 (figures 4.22, (b)), 4.24). Sachant que la distinction de deux phases de dolomitisation augmente certaines incertitudes comme la détermination de la quantité de dolomite I à atteindre en moyenne pour la phase 1 de dolomitisation au niveau de l'intervalle sous-jacent à la limite de séquence B₄. Sans oublier que ces simulations de phases doivent s'accompagner d'hypothèses sur le mode d'écoulement du ou des fluides diagénétiques sachant que ces informations sont incomplètes à inexistantes pour plusieurs phases.

Avoir simulé le scénario 1 a permis de se rendre compte des étapes de réflexion nécessaires pour lier un modèle conceptuel à sa réalisation numérique. Bien que toutes les données ne soient pas toujours disponibles, la représentation numérique est également un outil d'aide sur le poids des paramètres influents (faciès, fluides mis en jeu, temps de réaction) sur le résultat obtenu (hétérogénéité pétrophysique, proportion des minéraux, distribution des géométries diagénétiques).

La simulation des phases qui ont suivies la dolomitisation et la dédolomitisation a montré notamment l'influence du choix de l'indice du fluide sur les résultats de porosité notamment. Il serait judicieux à l'avenir de mieux apprécier ce paramètre en faisant plusieurs simulations avec plus de valeurs et ainsi mieux quantifier son influence et son utilisation.

CHAPITRE : 5

MODÉLISATION DE DEUX PHASES DE DOLOMITISATION *per ascensum*

Résumé du chapitre

Le secteur de Mont Compomolon localisé au nord-est de l'Italie a été l'objet du second cas d'étude, portant notamment sur la circulation de fluides dolomitissants empruntant les réseaux de fractures. Cet affleurement est considéré comme un analogue d'un réservoir carbonaté du Moyen-Orient. Comme pour le secteur précédent, des travaux antérieurs avaient été réalisés et portaient principalement sur l'étude diagénétique.

Une campagne de mesures et des observations pétrographiques ont été réalisées dans un premier temps afin d'améliorer la connaissance sédimentologique. L'affleurement présente des caractéristiques de faciès de plateforme d'environnement confiné supratidal à subtidal datant du Jurassique inférieur. Ces carbonates de faible profondeur appartiennent au groupe des Calcaires Gris comprenant quatre formations. Des analyses géochimiques, minéralogiques et des observations en cathodoluminescence et au MEB ont également été effectuées pour affiner l'étude diagénétique.

A partir de l'étude paragenétique sur la dolomitisation, la méthode de modélisation pseudo-génétique a été appliquée. Une première phase de dolomitisation massive a été simulée suivie d'une seconde exclusivement conduite par le réseau de fracturation. La première phase de dolomitisation affecte principalement les faciès d'environnements confinés et intertidaux.

Cette étude a permis, outre de montrer la possibilité de simuler d'autres mécanismes d'écoulement responsables de la dolomitisation, de discuter l'hypothèse du mécanisme appliqué pour la première phase de dolomitisation massive et les résultats obtenus pour la seconde phase de dolomitisation.

5.1 DESCRIPTION DU CONTEXTE GÉNÉRAL

Le secteur d'étude se trouve au sud des Alpes méridionales, au nord-est de l'Italie, entre la vallée de l'Adige à l'ouest, et la ceinture de Valsugana à l'est et au nord. L'affleurement étudié se situe à l'ouest du Plateau d'Asiago, à une quarantaine de kilomètres au sud de la ville de Trente, à une vingtaine de kilomètres au nord de Schio et au nord-est du Lac de Garde, cf. figure 5.1.

5.1.1 Contexte géologique et structural régional

Les Alpes méridionales constituent, à partir de la plaine du Pô, les contreforts de la chaîne alpine. Elles englobent la majeure partie des Alpes italiennes et la région méridionale du Tessin. C'est une région de montagnes de faible altitude et de lacs. La structure est relativement simple : un socle cristallin faiblement plissé sur lequel repose une couverture sédimentaire, principalement d'âge Mésozoïque, caractérisée par des roches calcaires et d'imposantes falaises de dolomies.

Les Alpes sont issues de la collision de deux domaines océaniques et de leurs marges continentales (Stampfli et al. 1998, Lemoine et al. 2000) :

- domaines océaniques : océan ligure de la Téthys au Mésozoïque (fin Jurassique) et l'océan valaisan (début Crétacé) ;
- marges continentales de l'océan ligure : au nord la marge européenne (Argand 1924, Channel et al. 1979), au sud la marge adriatique ou apulienne (ou encore apulo-africaine, Dercourt et al. (1986)) ;
- l'océan valaisan (étroit et éphémère) s'ouvre entre la marge européenne et le bloc continental briançonnais.

La jonction des deux plaques européenne et adriatique, s'est effectuée il y a environ 35 millions d'années. Plus au Sud, le socle de la plaque adriatique et sa couverture sédimentaire s'enfoncent et disparaissent sous les alluvions de la plaine du Pô.

5.1.1.1 Evolution tectono-sédimentaire de la marge adriatique

Les Alpes du Sud sont l'illustration bien préservée de la marge continentale passive téthysienne du Mésozoïque. Ce qui suit est une description de l'évolution tectono-sédimentaire de la fin du Carbonifère au Jurassique supérieur des futures Alpes méridionales, c'est-à-dire de la fin de l'orogénèse hercynienne (pré-rift) à la fin du rifting téthysien.

Fin carbonifère - Trias Moyen. A la fin de l'orogénèse hercynienne (fin Permien), le socle des Alpes méridionales est affecté par un magmatisme intense et une activité tectonique d'extension importante et étendue (Carminati et al. 2010). Les épaisseurs de sédiments (fin Carbonifère - début Permien) sont contrôlées par la tectonique et caractérisées par des sédiments lacustres et volcaniques. A la fin du Permien, les dépôts clastiques sont prédominants. Ils reposent en discordance sur le socle métamorphique, des dépôts volcaniques, volcano-clastiques et sédimentaires du Permien inférieur. Le Trias moyen est marqué par une période d'intense activité magmatique sur un secteur étendu avec la présence d'une variété d'éléments volcaniques et plutoniques au centre et à l'est des Alpes méridionales.

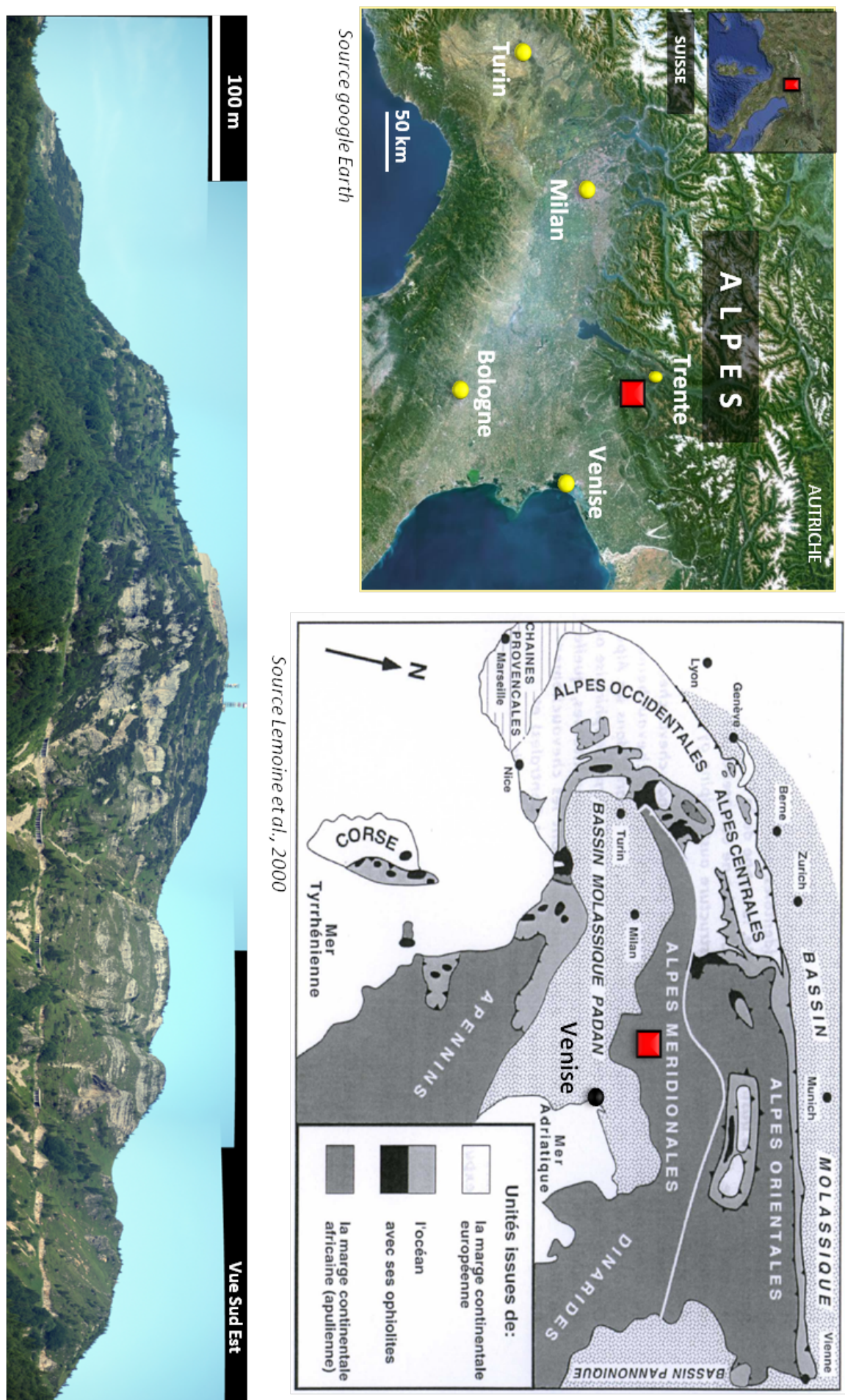


FIGURE 5.1 – Localisation du Mont Compomolon en Italie (vue satellite, carte et photo panoramique).

Fin Trias - Début Crétacé. Au Tris supérieur, une plateforme carbonatée dominait l'Europe et l'Afrique (formation Dolomia Principale / Hauptdolomit). La séparation du continent nord africain et de l'Europe, durant le Jurassique inférieur, a créé une zone dite extensive. Des structures tectoniques en horsts et grabens se sont formées, le long de la marge sud téthysienne (Zempolich 1993), cf. figure 5.2. La plateforme ou surplomb de Trente issue de ces structures abrite l'affleurement étudié.

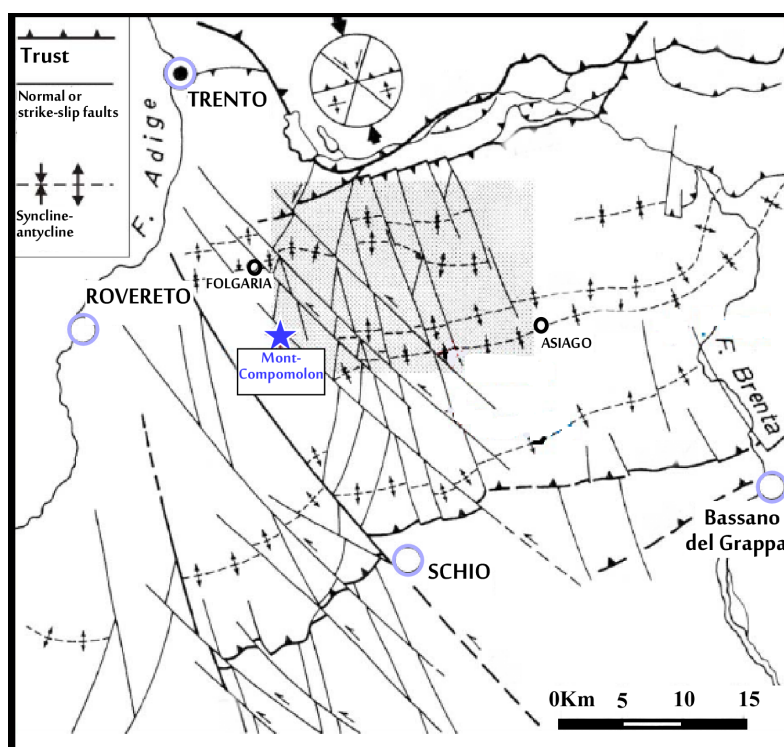


FIGURE 5.2 – Carte structurale sur l'ensemble du plateau d'Asiago, modifié d'après Barbieri (1987).

5.1.1.2 Contexte structural des Alpes méridionales et de la plaine vénitienne

Le secteur étudié est localisé sur une zone fortement fracturée résultat de quatre grands événements tectoniques majeurs, cf. figure 5.3 :

- L'extension au Jurassique, Channel et al. (1979), Aubouin (1963), Carminati et al. (2010) ;
- L'extension au Tertiaire plus localisée, Zampieri (1995) ;
- La compression NéoAlpine (Oligo-Miocène), Castellarin et Vai (1981), Zampieri (1995), Ratschbacher et al. (1989), Schmid et al. (1989), Castellarin et Cantelli (2000), Lemoine et al. (2000), Carminati et al. (2010), Caputo et al. (2003; 2010) ;
- Des phases de décrochement au Plio-Pleistocène, Castellarin et Cantelli (2000), Caputo et al. (2003).

Phase d'extension au Mésozoïque. Les unités géologiques des Alpes méridionales appartiennent en partie à la marge continentale passive de la plaque adriatique (ou apulienne) formée au Mésozoïque durant l'ouverture bassin océanique Ligure-Piémont (Channel et al. 1979, Aubouin 1963, Carminati et al. 2010).

En effet, une phase majeure d'extension a lieu au début du Jurassique, avec une extension E-O (failles extensives de direction N-S). Sur les structures les plus élevées, la sédimentation

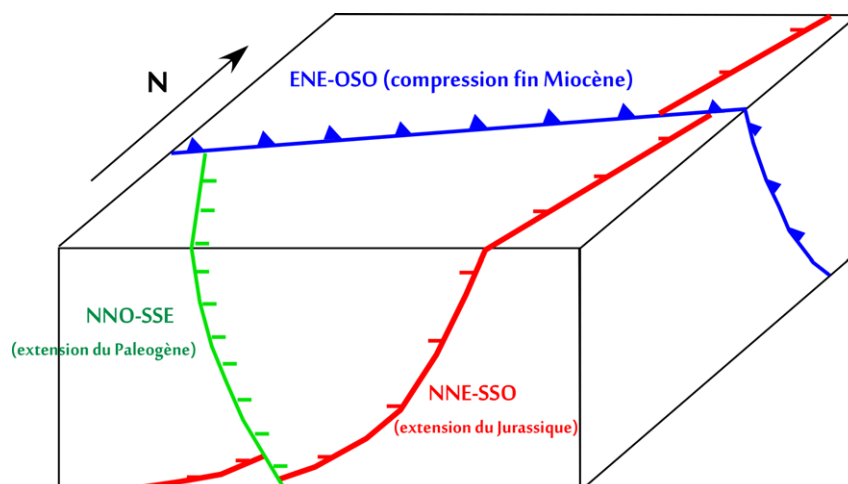


FIGURE 5.3 – Schéma simplifié des failles régionales sur le secteur de Mont Compomolon.

carbonatée de faible profondeur subsiste avec des failles normales syn-sédimentaires à tendance listrique. L'environnement ressemble à une succession de structures de morphologie de horsts et de grabens, d'ouest en est, du fait de l'ouverture de la Téthys au Mésozoïque et ce jusqu'à la collision alpine au Tertiaire (Bernoulli 1964, Bosellini 1989, Bertotti et al. 1993, Zampieri 1995). L'extension tectonique est maximale durant l'Hettangien–Sinémurien et cesse fin Pliensbachien.

Suite à la tectonique en extension E–O, la plateforme carbonatée de Trente est bordée :

- à l'ouest par le Bassin Lombard, limité par la zone de faille Guidicarie de direction NNE–SSO;
- à l'est par le Bassin Belluno, avec des morphologies en horsts et grabens, suivi de la plateforme de Friuli.

La plateforme de Trente peut-être divisée en plusieurs unités lithostratigraphiques, cf. figures 5.5 et 5.4. Ces unités reflètent les différences des conditions sédimentologiques et diagénétiques précoces. Ces dernières étaient contrôlées par le contexte paléogéographique, par les facteurs tectoniques, eustatiques et climatiques. Le secteur d'étude se concentre essentiellement en bordure de plateforme.

D'un point de vue terminologie, la plateforme de Trente est appelée la plateforme vénitienne au Lias, le Plateau de Trente du Dogger au Crétacé, et le Plateau (continental) de Lessini durant le Tertiaire.

Phase compressive au Tertiaire. A l'arrière des domaines pennique et austro-alpin, une cassure importante subsiste correspondant à la cicatrice encore bien visible de la collision de la plaque africaine (Apulie) contre la plaque européenne, connue sous le nom de Ligne Insubrienne ou Périadriatique (Castellarin et Vai 1981, Zampieri 1995, Ratschbacher et al. 1989, Schmid et al. 1989, Lemoine et al. 2000, Carminati et al. 2010) cf. figure 5.5. Les Alpes méridionales se situent au sud de cette cassure.

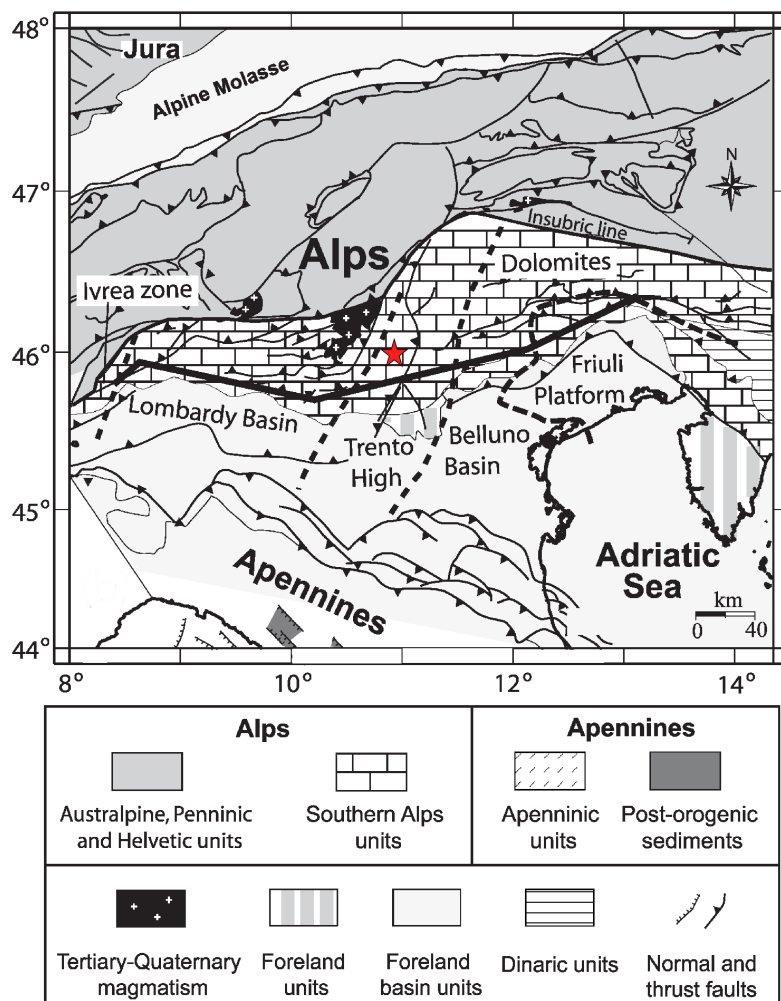


FIGURE 5.4 – Unités et carte de paléogéographie de la plateforme carbonatée de Trente, d'après Carminati et al. (2010).

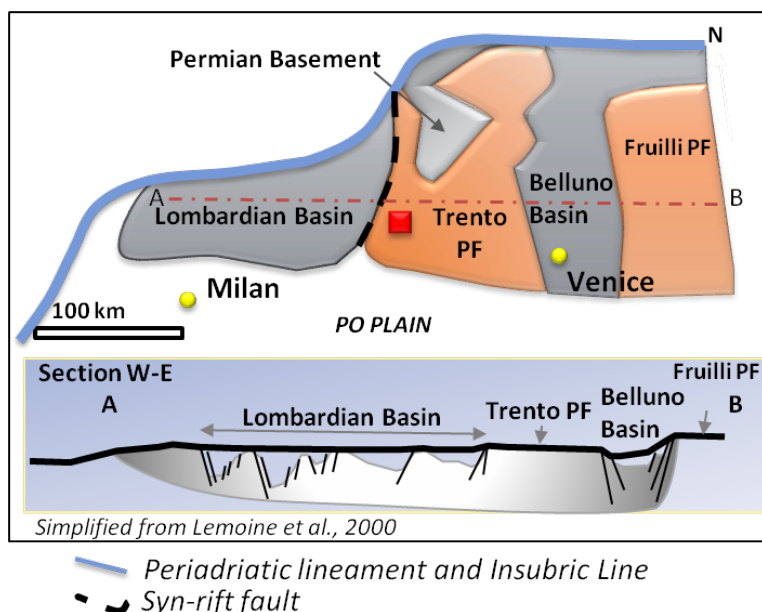


FIGURE 5.5 – Carte de localisation du secteur d'étude, structures encadrant la plateforme carbonatée de Trente et coupe de la marge continentale jurassique des Alpes méridionales, modifié d'après Bertotti et al. (1993), Lemoine et al. (2000). Sur la carte, le trait gras bleu montre l'ensemble des failles périadriatiques. La coupe correspond aux structures après la fin du rifting encadrant la plateforme carbonatée de Trente.

5.1.2 Etude structurale du plateau d'Asiago et secteur d'étude

5.1.2.1 Synthèse de l'étude structurale du plateau d'Asiago

Un ensemble de plis (synclinaux et anticlinaux) s'est succédé au Mésozoïque selon la direction ENE-OSO (Barbieri 1987). Le plateau d'Asiago s'est soulevé durant la phase tectonique Néo-Alpine (Néogène) selon deux chevauchements ENE-OSO, cf. figure 5.6 :

- La ligne Bassano-Valdobbiadene (Ratschbacher et al. 1991b, Castellarin et Cantelli 2000, Caputo et al. 2010) limite sud du plateau d'Asiago associée à un anticlinal (appelé la flessura pedemontana),
- La ligne Val di Sella limitant le plateau au Nord.

Plusieurs failles subverticales de direction NO-SE, NNO-SSE ou NNE-SSO recoupent le plateau, cf. figure 5.6. La plupart de ces failles sont des failles normales du Jurassique ou Paléogène réactivées en tant que failles décrochantes durant les phases de compression alpine (milieu à fin Miocène et Plio-Pleistocène) (Prosser 1998, Viola et al. 2001, Caputo et al. 2010, Di-Cuia et al. 2011).

5.1.2.2 Etude structurale du Mont Compomolon

L'analyse structurale a été réalisée grâce à une étude de terrain et de photos aériennes et/ou d'orthophotographies par un bureau d'étude italien GEPLAN. Les failles majeures suivent la direction N320-330, cf. figures 5.7 et 5.8, parmi lesquelles on retrouve les failles normales liées à l'extension au Paléocène.

Une station de mesure sur le secteur montre qu'une faille orientée N-S et associée probablement à l'extension Jurassique a été réactivée en une faille décrochante senestre (σ_1 315) relatif à la récente phase tectonique du Plio-Pleistocène. D'autres systèmes tectoniques failles/joints ont été enregistrés :

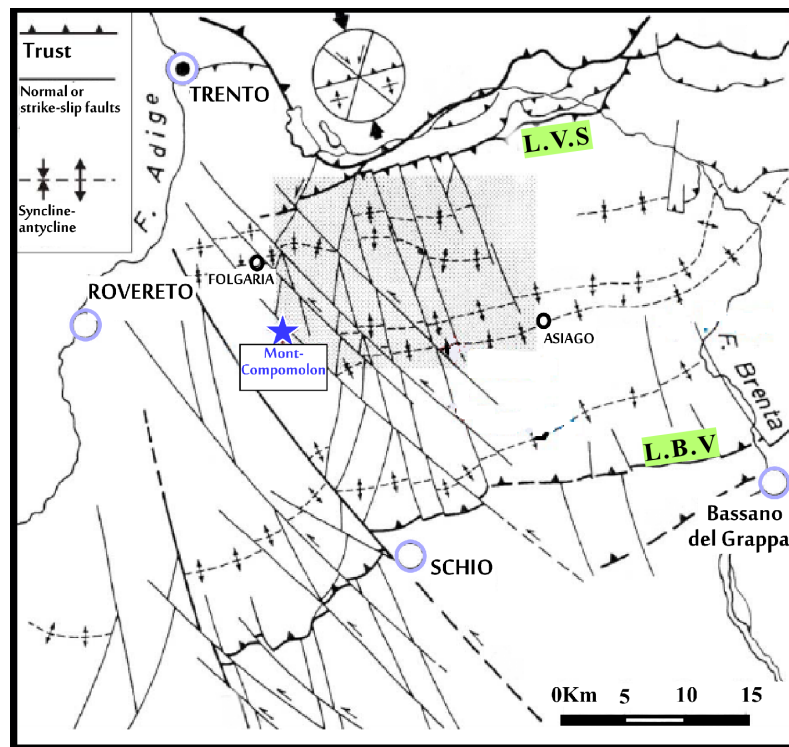


FIGURE 5.6 – Carte structurale sur l'ensemble du plateau d'Asiago, modifié d'après Barbieri (1987). L.V.B : ligne Bassano-Valdobbiadene ; L.V.S : ligne Val di Sella.

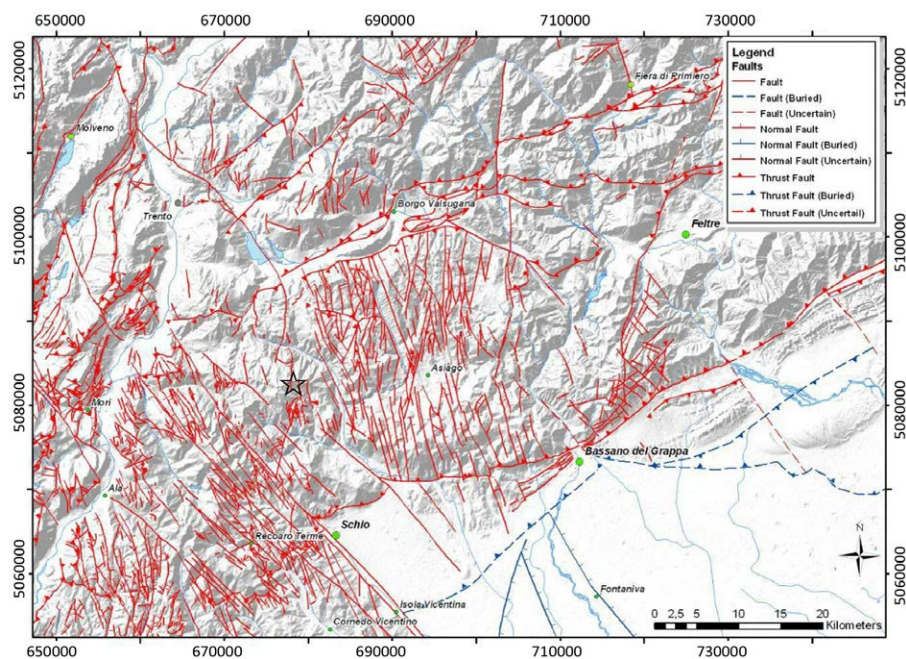


FIGURE 5.7 – Schéma structural du plateau d'Asiago avec les alignements majeurs.

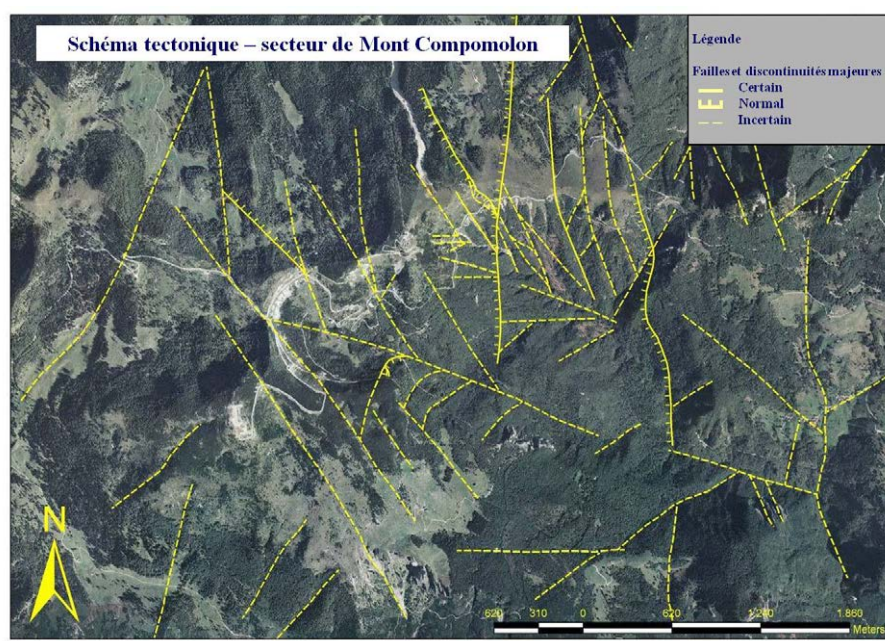


FIGURE 5.8 – Schéma structural du secteur étudié avec les alignements majeurs.

- failles de direction NNE-SSO (N20-N30) dont certaines sont listriques ou correspondent aux failles normales du Jurassique, cf. figure 5.9,
- failles de direction N350 et N45-55, accidents de directions E-O. La dernière réactivation montre un comportement de failles chevauchantes dextre. L'ensemble des accidents enregistrés (failles et joints) montre une extension latérale allant de 200-300m à 1-2 km.

Sur ce secteur sept stations de mesures structurales ont été documentées à la fois dans les calcaires dolomités et non dolomités. La figure 5.8 montrent l'ensemble des points enregistrés : la direction dominante des joints est de N340. Les directions détectées comprises entre N350 et N320-330 sont issues des analyses des ortho-photographies. Ces orientations peuvent s'apparenter à l'extension de joints orthogonaux selon la contrainte σ_3 au Paléogène, ou parallèles à la phase Valsugana ¹ (σ_1).

Les autres directions mesurées ont une direction moyenne de :

- N75-85, ces joints peuvent recouper le premier set de données,
- N45,
- N305,
- N25, direction de joints conjuguées de la direction N305 ou bien liée à l'extension du Jurassique (?).

En comparant les résultats des deux diagrammes des joints (figures 5.10 et 5.11) et de l'étude des ortho-photographies (failles et joints) (figure 5.8) une différence de 20° est à noter entre les directions majoritaires des discontinuités. Cette différence est difficile à expliquer, elle peut être due à une erreur d'estimation des directions des failles/joints issues des ortho-photographies (du fait de l'apparente direction associée à une topographie non plane).

En s'intéressant aux résultats des directions de joints selon la lithologie (figure 5.12), la direction N25 est très représentée pour les calcaires non dolomités tandis que pour les calcaires

1. Phase compressive au milieu-fin du Miocène (σ_1 NNW-SSE). (Zampieri 1995)

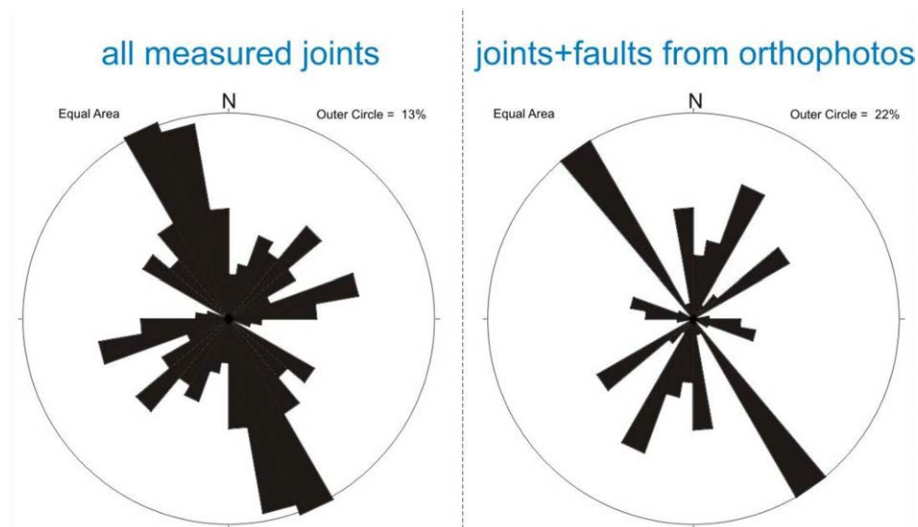


FIGURE 5.9 – Rosace des directions principales des données structurales déterminées sur Mont Compomolon (principaux joints et failles).

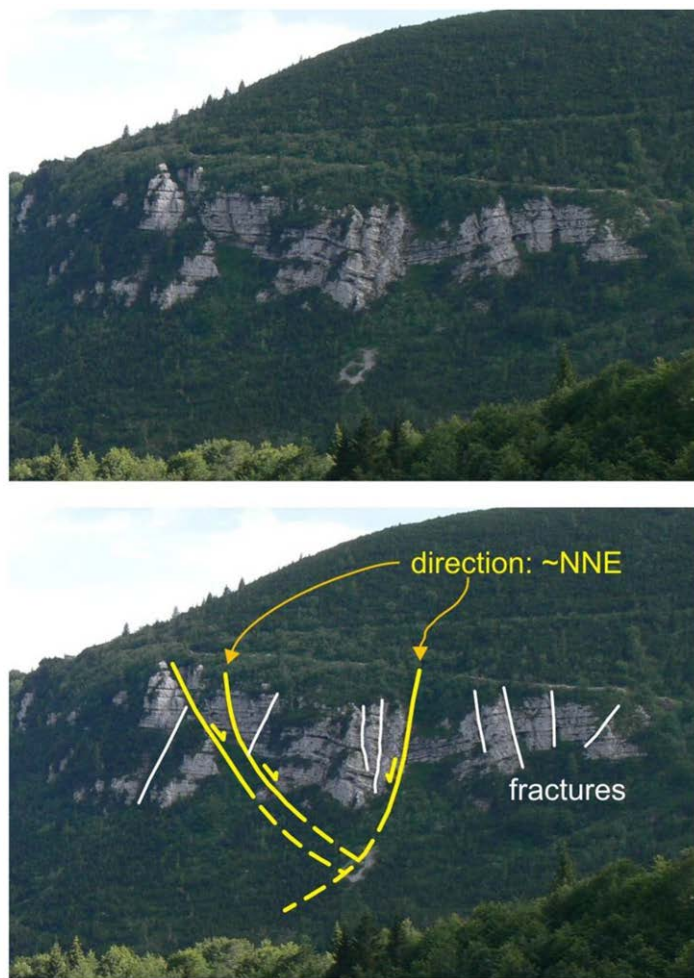


FIGURE 5.10 – Exemple de failles listriques sur un affleurement du secteur de Mont Compomolon.

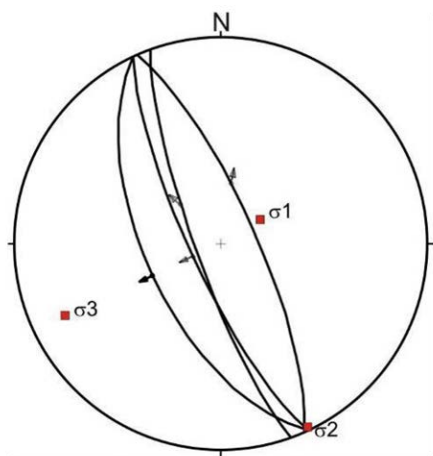


FIGURE 5.11 – Rosace des directions des failles normales.

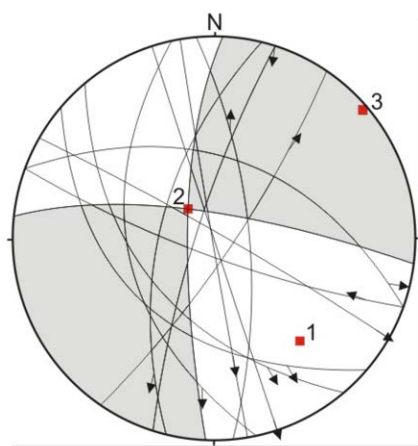


FIGURE 5.12 – Rosaces des directions des joints principaux sur le secteur d'étude comme mesurées par Zampieri et al, 1996.

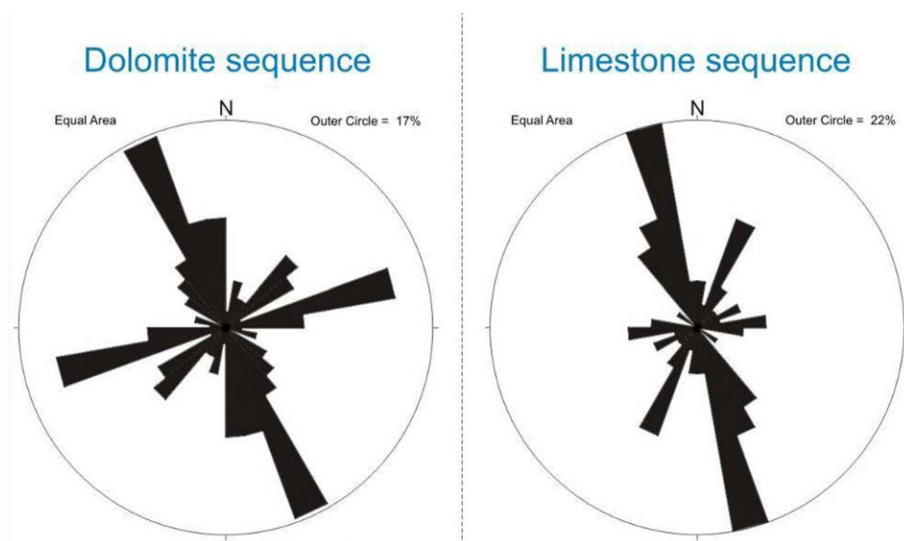


FIGURE 5.13 – Rosaces des directions de joints enregistrées dans les calcaires dolomitisés et non dolomitisés.

dolomitisés c'est la direction N45 qui semble se substituer à la direction N25. En revanche, la direction N305 est enregistrée pour les deux lithologies. La direction N25 est à associer à l'événement tectonique du Jurassique, l'absence d'enregistrement de cette dernière dans les calcaires dolomitisés peut suggérer que la dolomitisation s'est déroulé plus tardivement durant la fin de l'Oligocène-début du Miocène et aurait effacé ces fractures.

Trend \ Age		Jurassic extension	Paleogene extension	Neo-alpine compression	Plio-Pleist. compression
NNE-SSW	F1:	X		X ₊	
	J1:	X?			X?
NNW-SSE	F2:		X	X ₊	X ₊
	J2:		X	X	
NW-SE	F3:			X	X ₊
	J3:		X?		
E-W	F4:	X?			X
ESE-WNW	F5:		X?		X
	J5:	X?			X
ENE-WSW	F6:	X?		X	X
	J6:		X?		
N-S	F7:	X		X ₊	
	J7:	X?			
NE-SW	J8:		X?		

FIGURE 5.14 – Ages possibles des familles de failles (F) et de joints (J, bleu) enregistrées sur l'ensemble du plateau d'Asiago et du secteur d'étude (cercles). NB : l'indice + signifie une réactivation des failles.

Conclusion. L'analyse structurale du plateau d'Asiago a permis de distinguer des événements tectoniques sur le secteur d'étude de Mont Compomolon :

- La direction N340 est fortement marquée avec deux familles de fractures mineures de direction N45 et N75-85,
- La direction N340 peut être associées à la compression Valsugana (Serravallien-Tortonien) (σ_1 N340) ou bien à l'extension au Paléogène,
- La différence des directions principales enregistrées selon la nature de la roche peut avoir plusieurs explications dont les plus raisonnables sont :
 - Le processus de dolomitisation peut avoir effacé le signal Jurassique et les directions de joints anté-dolomitisation tandis que les séquences non dolomitisées l'ont préservé,
 - Un échantillonnage de données insuffisant ne permettant pas de discriminer suffisamment les deux populations par lithologie,
 - A partir de l'étude structurale, une estimation de datation des principaux systèmes de discontinuités a été envisagée (figure 5.14).

5.1.3 Contexte stratigraphique et sédimentaire régional

Au Trias. Le Trias inférieur est généralement caractérisé par des dépôts de transgression, de sebkhas (cf. Part I 1.2.2.4) et par des sédiments marins de faible profondeur, avec une augmentation des épaisseurs de l'ouest vers l'est (Carminati et al. 2010). Au Trias supérieur (Carnian), couplé à l'apport de matériel silicoclastique et volcanoclastique causant la disparition de la plupart des plateformes existantes, le niveau marin diminue fortement et la sédimentation

des systèmes fluvio-deltaïques est amorcée (Carminati et al. 2010). Cette épisode est suivi par une nouvelle transgression marine puis par des dépôts évaporitiques de plateforme à la fin du Carnien. Au Norian, l'environnement de plateforme carbonatée domine l'ensemble des Alpes méridionales. Au Rhétien, une augmentation du niveau marin couplée à un changement climatique conduit à l'apparition de dépôts pélagiques et à la disparition de la plateforme carbonatée. Cette situation conduit à la formation du bassin de Lombard à l'ouest et par le maintien de dépôts de faible profondeur d'environnement péritidal à l'est.

La fin du Trias est représenté par l'unité *Dolomia Principale*, qui constituait une vaste plateforme carbonatée d'environnement tidal, longuement décrite dans la littérature (Bosellini 1967, de Zanche et Mietto 1977; 1988, Bosellini et Hardie 1988, Di-Cuia et al. 2011, Ronchi et al. 2012). Elle correspond à une accumulation de cycles péritidaux et à une succession de carbonates de lagon concomitants. Elle est affectée par une dolomitisation précoce omniprésente dans des conditions de climat semi-aride. A la fin du Trias - début du Jurassique, le climat devient plus humide, de nouvelles conditions qui ne sont pas favorables à une dolomitisation précoce de type reflux ou sebkas. L'unité qui suit est caractéristique des cycles de type Lofer² (Haas 1982; 1995; 2004; 2007).

Au Jurassique. Les calcaires Gris (*Calcarei Grigi*) correspondent à des carbonates de plateforme de faible profondeur, ressemblant fortement au cycle de type Lofer. Ils sont largement distribués sur la plateforme de Trente, appartenant à l'unité paléogéographique des Préalpes de Vénétie, localisés entre le Lac de Garde et le Mont Grappa au nord-est de l'Italie. Cette formation est une succession de cycles péritidaux qui repose sur la formation *Dolomia Principale* (Trias supérieur) et s'étend de l'Hettangien au Pliensbachien.

Le groupe des Calcaires Gris comprend quatre intervalles, à savoir les formations Mont Zugna (le membre inférieur), Loppio (le membre intermédiaire), Rotzo et Massone (regroupés dans le membre supérieur). Pour certains auteurs, le membre Massone appartient à la formation supérieure de Rotzo (Masetti et al. 1998). Sur le secteur d'étude, les trois premières formations affleurent à savoir Mont Zugna, Loppio et Rotzo qui seront également mentionnées comme les membres ou intervalles inférieur, intermédiaire et supérieur respectivement, cf. figures 5.15 et 5.16.

La limite inférieure des Calcaires Gris avec la formation *Dolomia Principale* n'a jamais été clairement identifiée. En effet, cet intervalle est entièrement dolomitisé à sa base. Un des critères de différenciation avec la formation sous-jacente est la présence de dolomie sucrosique dans l'intervalle inférieur, *a priori* absent dans la formation *Dolomia Principale*.

La figure 5.16 montre une partie du terrain étudié, vue du sud-est, et les failles identifiées. Les limites supposées des formations ont été reportées également sur cette vue.

5.1.3.1 Description du membre inférieur des Calcaires Gris du Lias

Le membre inférieur correspond à un environnement de *tidal flat*, daté du début Jurassique, de l'Hettangien au Sinémurien inférieur (Cobianchi et Picotti 2001, Spence et Tucker 2007). Cet intervalle correspond à une succession de cycles péritidaux³, cf. figures 5.17 et 5.18, présentant des caractéristiques de lithofaciès propre à ce type d'environnement : stromatolite microbial, faciès variés subtidaux incluant des bioclastes, des oolites, avec des textures peloï-

2. Cycles métriques de dépôt en environnement supra-, inter- et subtidal.

3. L'environnement péritidal correspond à trois unités de plateforme interne de faible profondeur d'eau.



to put the boundary just above the tepee levels marking the upper part of the Dolomia Principale in the Foza section and the onset of subtidal limestone cycles marking the Mt Zugna Fm. This method is not reliable because in many places of the Asiago Plateau the tepee levels are clearly inside the lower limestones of the Mt Zugna Fm. In some places, this boundary is also marked by a subaerial exposure surface with red residual clays and paleokarst. Another criteria could be the differentiation of the dolomites: the dolomitized units of the Calcarei Grigi are made mainly by sucrosic dolostones, normally absent in the Dolomia Principale Fm.

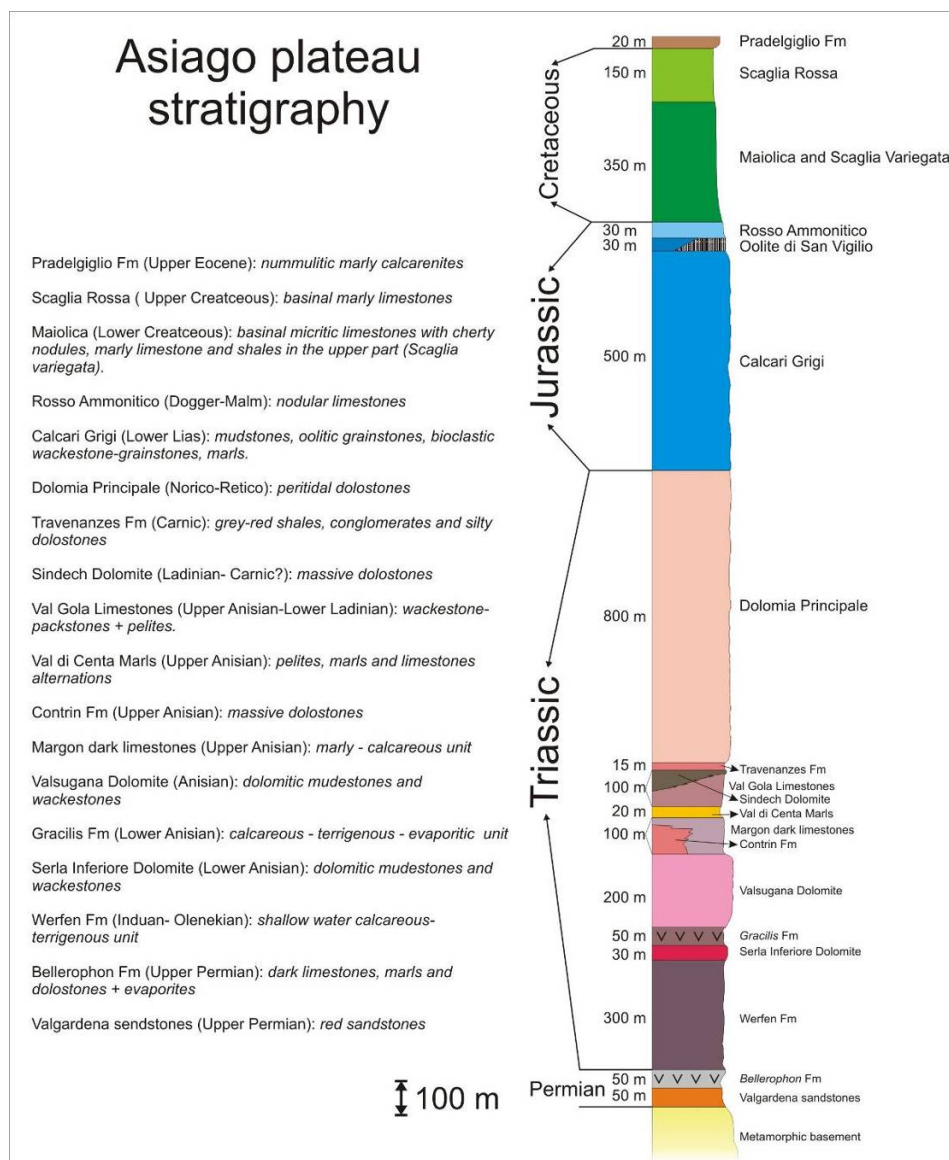


FIGURE 5.15 – Représentation de la stratigraphie sur le plateau d'Asiago (Di-Cuia et al. 2011).

LOCATION

GEOLOGY AND STRUCTURAL SETTINGS

DIAGENESIS MODEL

FIELDWORK

Diagenesis Limestone - Dolomitisation

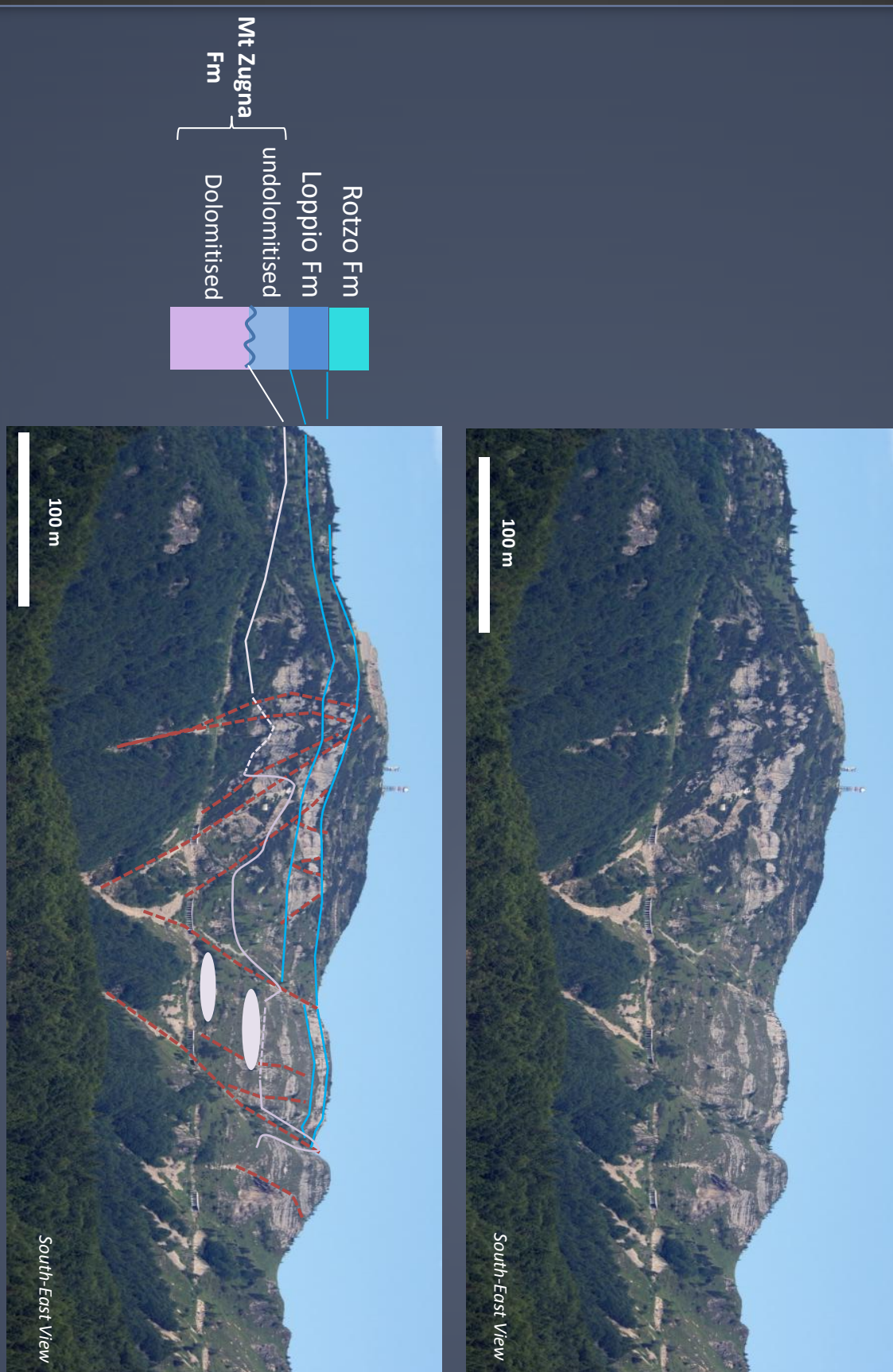


FIGURE 5.16 – Photographie d'une portion du terrain Mont Compomolon et des limites des formations du groupe des Calcaires Gris, vue du sud-est. Les ellipses correspondent à des zones dolomitisées très poreuses.

dales wackestone à packstone. Ces cycles sont souvent séparés par des surfaces irrégulières non conformes et présentent des évidences d'émergence.

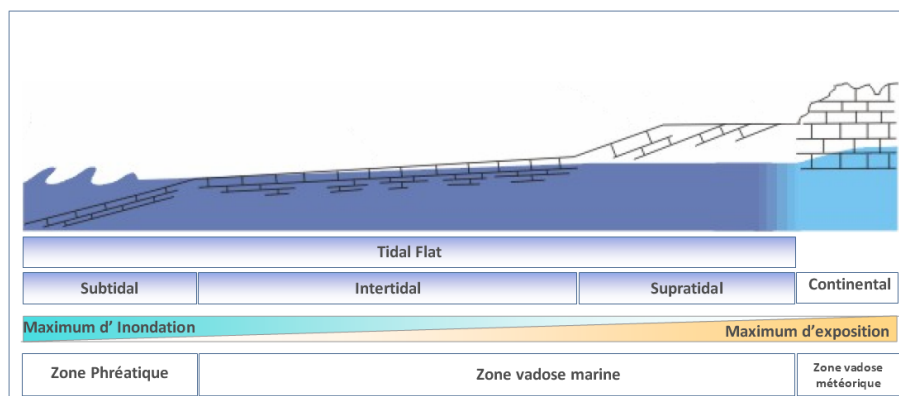


FIGURE 5.17 – Environnement composant le Tidal Flats; un environnement péritidal correspond à trois unités de plateforme interne de faible profondeur d'eau à savoir unité supratidale, intertidale et subtidale.

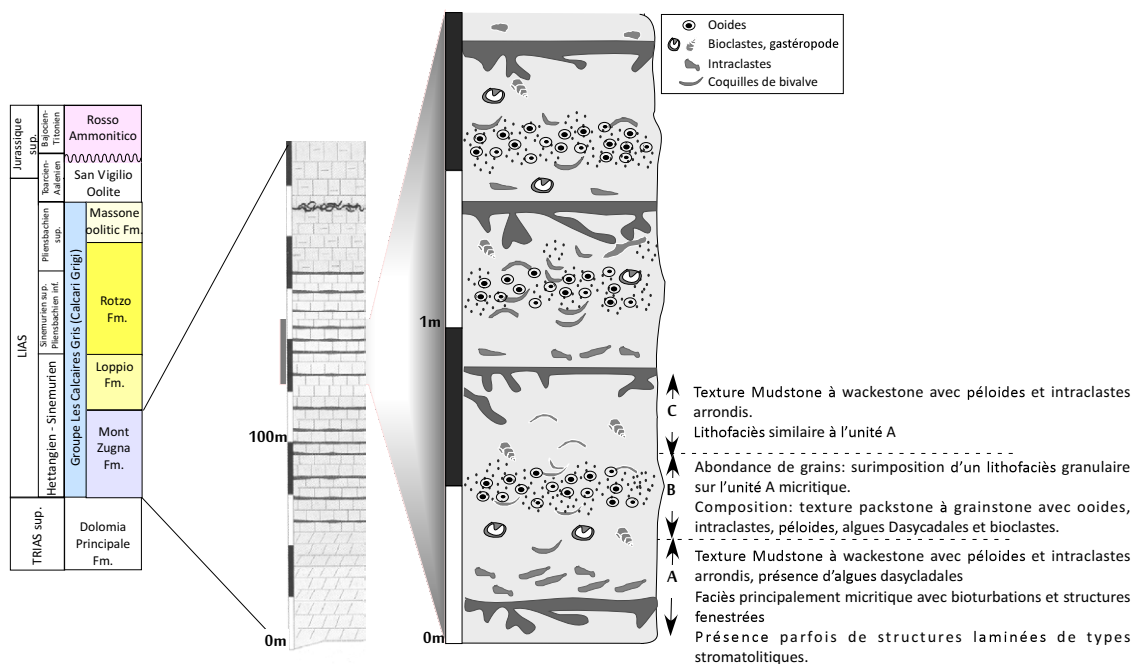


FIGURE 5.18 – Cycles types de dépôt de la formation Mont Zugna, modifié d'après Romano et al. (2005).

Faciès péritidaux et interprétation génétique. La détermination de ces faciès est basée sur des études précédentes sur ce secteur et également sur d'autres études équivalentes décrites par Fischer (1975), Haas (2004), Bosence et al. (2009), Tucker et al. (1990), Wright (1992), Romano et al. (2005). L'interprétation est essentiellement basée sur les études récentes d'environnements carbonatés de *tidal flat* (Ginsburg et Hardie 1975, Shinn 1983, Wright 1992). Ce type d'environnement est rythmé par les marées. Les cycles montrent généralement l'enchaînement suivant, cf. figure 5.18 :

1. A la base, **lithofaciès d'environnement intertidal-supratidal** : observation de caractéristiques de type *lag*⁴ composé d'intraclastes, de péloïdes et de bioclastes. Cette zone est latéralement discontinue et souvent grano-classée ; elle est souvent non conforme avec les couches sous-jacentes. Elle présente une évolution graduelle vers des lithofaciès d'environnement intertidal à supratidal tels que :
 - Stromatolite microbial plus ou moins peloïdal avec des structures fenestrées et des laminations planes ou ondulées.
Interprétation génétique : environnement de *tidal flat* entre chenaux que l'on retrouve au niveau des unités intertidale à supratidale.
 - Wackestone plus ou moins peloïdal ou pseudopeloïdal présentant des particules ovales avec des figures de dissolution de bioclastes, de remplissage de cavités géopètes, et également des structures fenestrées éparses.
Interprétation génétique : environnement de *tidal flat* intertidal. La préservation de ces pores et cavités dans des carbonates finement boueux impliquent une active cimentation diagénétique précoce, très commune dans les zones supratidale et intertidale (Shinn 1983).
2. Unité présentant des caractéristiques de **lithofaciès d'environnement subtidal micritique à granulaire**. Cette unité est le plus souvent constituée d'alternance de bancs micritiques puis granulaires avec une texture de type packstone présentant des oolites, des éléments pseudopeloïdaux, des bioclastes, des foraminifères benthiques et des algues dasycladales. La succession des lithofaciès suit une organisation de type sandwich avec les bancs granulaires encadrés par des bancs micritiques.
 - A la base de cette unité, le lithofaciès est principalement micritique composé de bioturbations avec des intraclastes, des foraminifères, des peloides.
Interprétation génétique : environnement calme, avec parfois quelques bancs centimétriques de tempête avec des sables bioclastiques présentant parfois des laminations. Zone associée à une surface de remaniement.
3. Unité à texture mudstone présentant des éléments argileux. Cette dernière est également caractérisée par des éléments de dissolution chimique et de cavités probablement associées à des bioturbations (Budd et al. 2000).

Ces cycles de succession de faciès intertidaux sont présents sur tout le secteur étudié ; la puissance des bancs granulaires augmente dans le sens stratigraphique. Au dessus de ces cycles affleure une unité plus ou moins nodulaire avec une augmentation du contenu argileux de la base au toit.

Figures diagénétiques et leur signification. Dans ce type d'environnement péritidal, les dépôts et la diagénèse précoce sont très souvent connectés et associés. Ces cycles péritidaux sont ainsi très souvent accompagnés de cycles de diagénèse précoce. Si la durée d'émersion se prolonge, une intense cimentation et une altération des carbonates boueux déposés initialement peuvent débuter.

Ces faciès sont également affectés par des dissolutions et présentés des structures fenestrées. Le remplissage des pores et cavités, par de la boue carbonatée, s'est probablement fait durant l'inondation suivante quand les conditions péritidales ont reprises. En effet, des cavités

4. Terme anglais qui définit une accumulation de débris grossiers, non consolidés.

plus ou moins stratiformes dans un mudstone à matrice micritique homogène présentent des remplissages géopètes renfermant de nombreuses fentes de dessiccation.

Biostratigraphie- Cet intervalle montre une abondance relative de fossiles. L'unité subtidale est propice à la présence de foraminifères benthiques tels que, *Siphovalvulina colomi*, *Glomospira*, *Everticyclamina praevirguliana*, *Argelina martala*, *Duotaxis metula* et également d'algues associées (les Dasycladales) telles que *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Thaumatoporella parvoovesiculifera*. Les macro-fossiles sont également présents en abondance modérée en gastéropodes, brachiopodes, bivalves et échinodermes.

5.1.3.2 Description du membre intermédiaire des Calcaires Gris du Lias

Cet intervalle correspond à un environnement prolongé de lagon avec des faciès de type grainstone oolitiques avec très peu ou pas de bioclastes, quelques péloïdes et intraclastes. Ces éléments peuvent également être présents dans un environnement de plage, probablement en bordure de plateforme. Le contenu de fossiles invertébrés est relativement faible (Fugagnoli, 2004) avec quelques mollusques et petits foraminifères benthiques épars. Cet intervalle s'est déposé au milieu du Sinémurien et représente un événement d'approfondissement enregistré à travers la Téthys.

5.1.3.3 Description du membre supérieur des Calcaires Gris du Lias

La formation Rotzo est principalement caractérisée par un calcaire granulaire plus ou moins péloïdal avec des ooïdes, des bioclastes et des intraclastes. Cet intervalle a été le plus étudié par les auteurs du fait de son abondance de micro et macrofossiles (Masetti et al. 1998, Fugagnoli 1999; 2004).

Les macrofossiles sont relativement fréquents avec la présence de brachiopodes, de mollusques, d'échinodermes, quelques coraux et des fragments de crinoïdes. Quelques microfossiles y sont présents comme des foraminifères, algues, ostracodes, et coprolithes⁵.

Les foraminifères sont principalement benthiques appartenant à la superfamille des *Lituolacea* et des *Orbitopsella*. La formation Rotzo est définie comme une rampe à lagon ou 'ramp-lagoon' protégée par un littoral distal complexe représenté par le membre Massone (Masetti et al. 1998) qui n'affleure pas sur le secteur de Mont Campomolon. Sur le secteur d'étude, deux types de lithofaciès d'environnement de mer ouverte sont identifiés, notamment d'après leur texture et leurs microfossiles :

- Lithofaciès de type mudstone avec une faible quantité de bioclastes montrant parfois des figures de tempestites de bioclastes, et des structures légèrement laminées ;
- Lithofaciès de type wackestone à bioclastes et microfossiles comme des foraminifères benthiques de type *Orbitopsella* et autres orbitolinidés et des échinodermes.

D'autres macro-fossiles sont également présents comme des bivalves de grande taille, Lithiotis ; on parle plus alors de texture de type floatstone. Du fait de la rareté d'ammonites, la biostratigraphie pour l'ensemble des Calcaires Gris est basée sur le classement vertical des foraminifères benthiques et secondairement par les algues vertes.

5. Coprolithes : excrément de fossiles, en lames minces ils apparaissent comme des éléments rectangulaires ou ovoïdes percées de petits trous plus ou moins nombreux et alignés

5.2 REPRÉSENTATION DU MODÈLE DE DÉPÔT

5.2.1 Description sédimentologique

Plusieurs sections ont été levées sur le secteur afin de mieux comprendre la répartition sédimentologique et de la reproduire avec un minimum d'information. Au total, sept coupes ont été étudiées, six carottes horizontales ont été forées dont deux au niveau de la section 1, et plus de 150 lames ont été observées, cf. figure 5.1 pour la localisation des données. La détermination des fossiles et faciès ont été faites avec l'aide de A. Arnaud.

5.2.1.1 Mise en évidence des faciès et environnement de dépôt

D'après la littérature (Colacicchi et al. 1975, Demicco et Hardie 1994, Bosence et al. 2000, Ruitz-Ortiz et al. 2004, Boudaghier-Fadel et Bosence 2007, Boudaghier-Fadel et al. 2001, Wilmsen et Neuweiler 2008, Bosence et al. 2009) et l'analyse des lames minces collectées, une classification des faciès, regroupée en association de faciès, a pu être établie, cf. tables 5.2, 5.3 et planches de 5.19 à 5.24.

Le tableau des faciès regroupe cinq principaux paléoenvironnements basés sur des associations de faciès établies à partir de leur texture, l'assemblage de faune, d'organisation et de composition des grains : marin ouvert (OMFA ⁶), marin peu profond en bordure de plateforme (SMCFA ⁷), marin peu profond (SMFA ⁸), marin peu profond confiné (SRMFA ⁹) et intertidal (IFA ¹⁰).

Parmi ces cinq environnements, un découpage en six associations de faciès a été établi, cf. figures 5.2, 5.3 et sont synthétisés sur les figures 5.19 à 5.24.

L'environnement OMFA correspond à la base de la formation Rotzo, l'environnement SMCFA est à associer principalement à la formation Loppio, les derniers environnements appartiennent à la formation Mont Zugna.

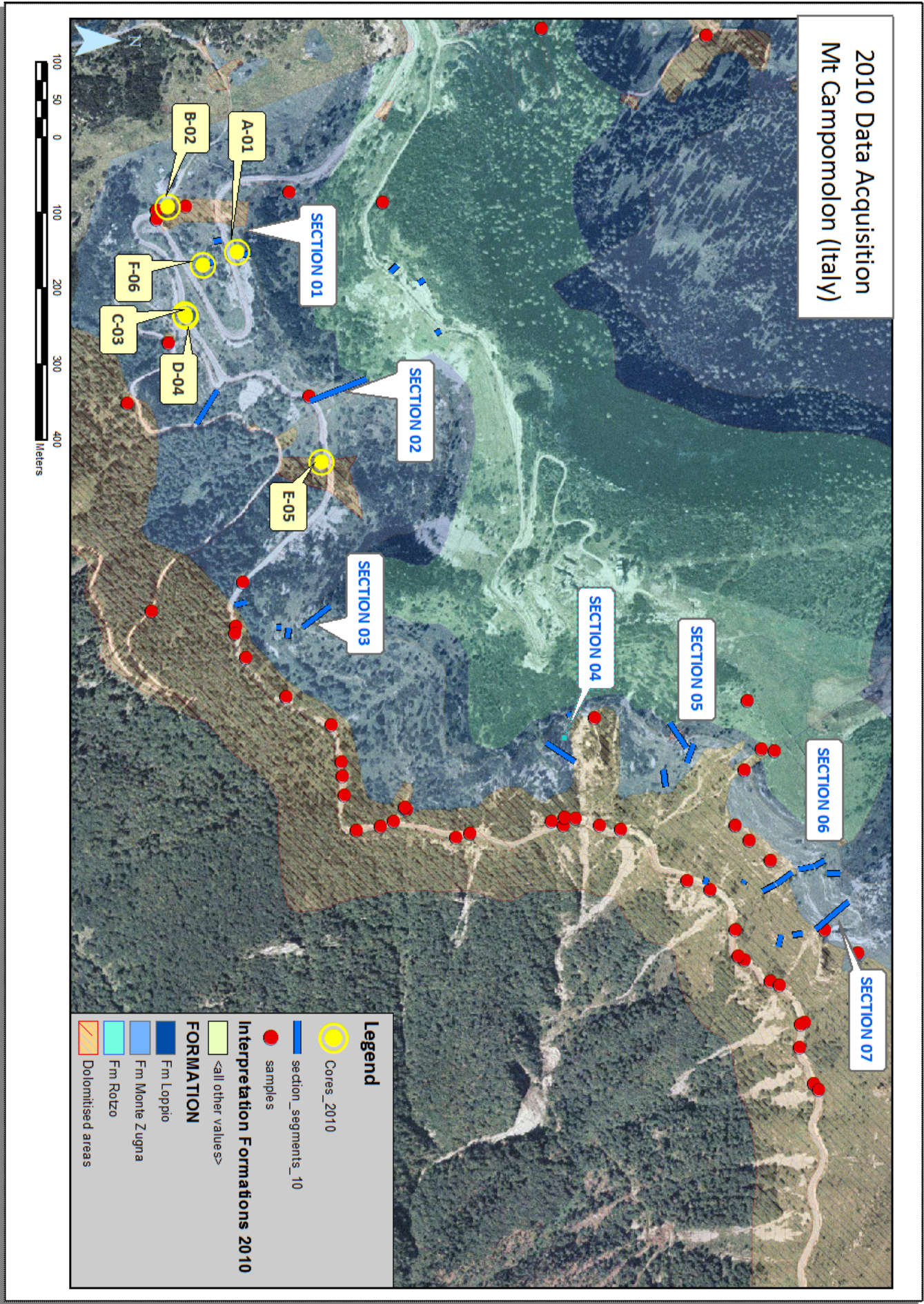
La plupart des associations sont présentes sur chaque section, excepté pour les environnements OMFA et SMCFA absents au niveau des sections 6 et 7. La distribution des faciès n'est pas homogène, les faciès intertidaux les plus confinés sont peu étendus latéralement. Ces séries de calcaires ont été affectées par la dolomitisation à différents degrés. Les échantillons prélevés ont pour la plupart été collectés en évitant le plus possible les corps dolomitiques massifs et les zones supposées fortement dolomitisées. En effet, les informations sur le faciès de ces dolomies (primaire et secondaire), ont fait l'objet d'un travail complet auparavant décrit plus loin dans le mémoire (cf. lien 5.3).

5.2.1.2 Description des données prélevées

L'ensemble des coupes est répertorié sur la figure 5.25. La section considérée comme référence est présentée plus dans le détail car les trois formations sont présentes.

-
- 6. Open Marine Facies Association
 - 7. Shelf Margin Crest Facies Association
 - 8. Shallow Marine Facies Association
 - 9. Shallow Restricted Marine Facies Association
 - 10. Intertidal Facies Association

TABLE 5.1 – Localisation des données collectées et récupérées sur le secteur de Mont Compomolon.



Membre/Intervalle inférieur ou Formation Mt. Zugna des Calcaires Gris		Formation Loppio ou intermédiaire		Formation Rotzo ou membre/Intervalle supérieur	
AF1	AF2	AF3	AF4	AF5	AF6
Environnement intertidal, vides partiellement remplis et cimentation précoce des structures fenestrées par de la boue péloïdale et/ou calcifique	Environnement de <i>shallow restricted water</i>	Environnement de shallow water	Facès de lagon (outer lagoon)	Environnement de Facès plus ouvert (outer lagoon -marge)	
1a: Microbailite (laminé)	2a: Facès à W/M avec peu ou pas de bioclastes	3a: Facès péloïdal à texture P/G, avec parfois des oncoïdes, assemblage de microfossiles plus diversifiés, <i>Thaumatoportella</i> , miliolides, dasycladiales, glomospira, <i>durotax metula</i> , <i>siphonolulina variabilis</i>	4a: Facès à texture grainstone, oolitique, pas ou très peu de bioclastes, ooides de grande taille	5a: Facès mudstone, avec présence de rare fragments de coquilles	6a: Facès à texture Packstone / Grainstone, à orthoconides, <i>orthoporella</i>
1b: Facès à structures stromatoliques, péloïdal, grains très micritisés	2b: Facès péloïdal à wackestone avec des fragments de mollusques, ostracodes, bioclastes	3b: Facès oolitique avec abondance de petits foraminifères benthiques, algues dasycladiales			6b: Floatstone à brachiopodes, Lithotis, matrice souvent à texture W/P
1c: Facès +/- péloïdal fenestré à texture M/W	2c: Présence d'itraclastes, facès péloïdal W/P avec fragments de coquilles, petits foraminifères benthiques, quelques gastéropodes				

TABLE 5.2 – Tableau de répartition des associations de facès (AF) rencontrées sur le secteur de Mont Compomolon.

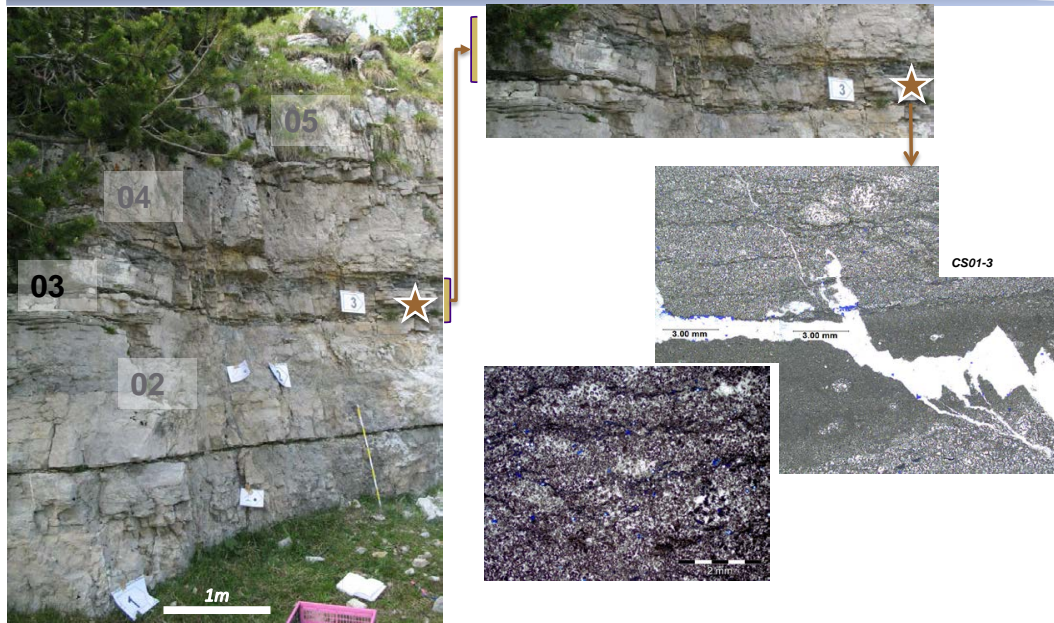
TABLE 5.3 – Description et interprétations des faciès et associations de faciès rencontrés sur le secteur de Mont Compomolon.

Nom	Abréviation	Occurrence	Description macroscopique	Texture - Composants	Environnement
Association de faciès d'environnement marin ouvert (OMFA)					
Floaestone à Bivalves et à Brachiopodes	60	Rozo Formation - absent sur les coupes 6 et 7	Bancs pluricentimétriques massifs	Floaestone à Brachiopodes, Litholites, matrice souvent de type Wackestone-Packstone (W/P)	Faciès à texture plus boueuse avec présence de faune d'eau marine à salinité normale; indication d'un contexte marin plus ouvert
Packstone - grainstone bioclastique et péloïdal	6a	toutes les coupes	Bancs métriques massifs	Faciès à texture de type packstone/grainstone (P/G), à orthoïdites, <i>Oribolites</i> , abondance de bioclastes	Faciès à texture granulaire avec présence de faune d'eau marine à salinité normale; indication d'un contexte marin le plus ouvert
Mudstone-wackestone	5	toutes les coupes	Bancs pluricentimétriques peu massifs	Faciès à texture boueuse avec de rares fragments de coquilles	Faciès avec peu ou pas de bioclastes suggérant un environnement principalement de faible énergie
Association de faciès de barrière (SMCFA)					
Oolites	4	Formation Loppio sensu stricto	Bancs décimétriques massifs	Faciès à texture granulaire oolitique, pas ou très peu de bioclastes, oolites de grande taille (>1mm)	Faible diversité d'assemblage de faune, texture granulaire: environnement de barrière à proximité du lagon
Association de faciès en environnement peu profond (SMFA)					
Grainstone à bioclastes et présence d'oolites	3b	toutes les coupes	Bancs massifs décimétriques	Faciès oolitique avec abondance de petits foraminifères benthiques, algues <i>Dasyatis</i>	Environnement de lagon Événements à énergie modérée à élevée
Packstone-grainstone péloïdale	3a	toutes les coupes	Bancs massifs décimétriques	Faciès péloïdal à texture P/G, avec parfois des oncolites, assemblage microstolites plus diversifié, <i>Thaumatoporella</i> , miliolides, algues dasycladiales (<i>Paleodasycladus mediterraneus</i>), <i>Glaucospora</i> , <i>Diatexis metula</i> , <i>Siphonodulina variabilis</i> et <i>Siphonodulina coloni</i>	Événements à énergie modérée à élevée
Association de faciès en environnement peu profond confiné (SRMFA)					
Wackestone - mudstone péloïdal avec débris de coquilles	2c	toutes les coupes	Comme précédent	W/M avec peu ou pas de bioclastes	Environnement subtidal confiné Événements à énergie faible
Packstone-grainstone péloïdal avec débris de coquilles	2b	toutes les coupes	Comme précédent	Faciès péloïdal à texture wackestone avec des fragments de mollusques, ostracodes, Bioclastes	Événements à énergie modérée, peu de diversité d'assemblage de faune
Intraclastes avec une texture de type wackestone-Packstone	2a	toutes les coupes	Bancs massifs de taille souvent centimétrique à décimétrique	Intraclastes, faciès péloïdal W/P avec fragments de coquilles, petits foraminifères benthiques, quelques gastéropodes	Événements à énergie faible à modérée
Association de faciès Intertidaux (IFA)					
Packstone bioclastique péloïdal à structures fenestrées	1c	toutes les coupes	Bancs centimétriques à décimétriques	Matrice péloïdale et micritique avec parfois quelques bioclastes	Bioclastes partiellement remplis (remplissage de type géopétal) avec les structures fenestrées cimentées par la calcite > indication d'un environnement intertidal
wackestone - mudstone péloïdal fenestré à structures fenestrées	1b	observés sur les coupes 1, 2 et 3	Organisés le plus souvent en bancs centimétriques	Micrite et matrice péloïdale	Environnement confiné absence de bioclastes
Stromatolites	1a	observés sur les coupes 1, 2	Bancs centimétriques	Microbailite irrégulière, laminée et structure péloïdale	Environnement confiné absence de bioclastes

OMFA: Open Marine Facies Association
SMCFA: Shelf Margin Crest Facies Association
SMFA: Shallow Marine Facies Association
SRMFA: Shallow Restricted Marine Facies Association
IFA: Intertidal Facies Association

AF1- 1a

IFA

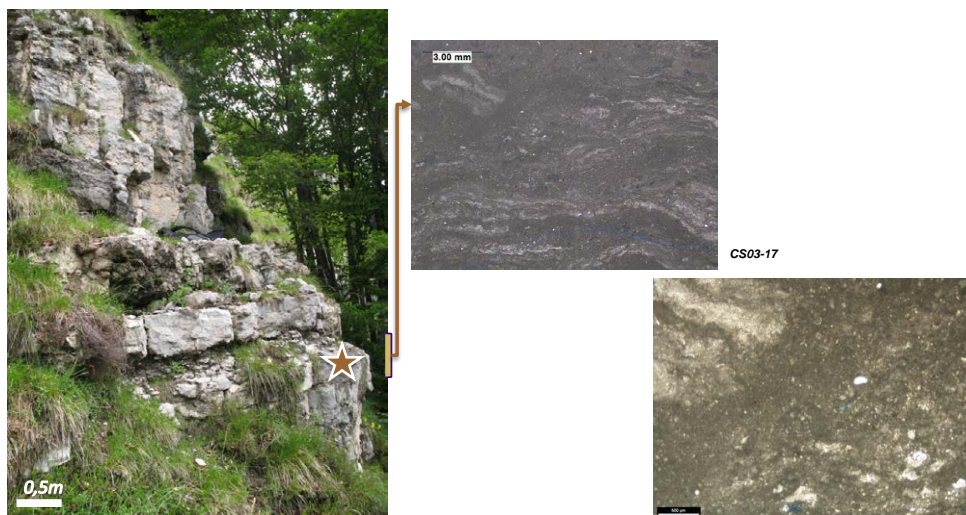


FACIES	AF	Lithofacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
1a	AF1	Peloids size <200µm, irregular beds (thickness <0.5m)	Peloidal fabrics, micritised grains	Laminations	Supratidal to intertidal, low-energy restricted ramp platform Above the FWVB in the photic zone

(a) Planche de l'Association de Faciès AF1a (Environnement Intertidal).

AF1-1b

IFA



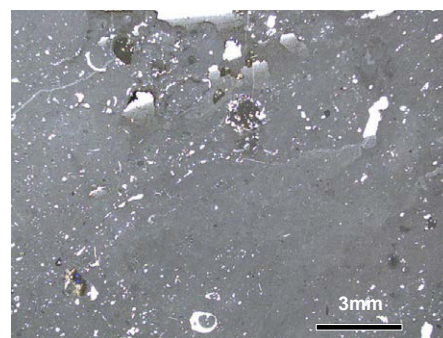
FACIES	AF	Lithofacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
1b	AF1	irregular beds (thickness <0.5m)	Peloidal fabrics, micritised grains	Laminations, stromatolitic structures	Supratidal to intertidal, low-energy restricted ramp platform Above the FWVB in the photic zone

(b) Planche de l'Association de Faciès AF1b (Environnement Intertidal).

FIGURE 5.19 – Planches de l'Association de Faciès AF1 (a) AF1a et (b) AF1b (Environnement Intertidal) correspondant à la formation Mont Zugna.

AF1-1c

IFA



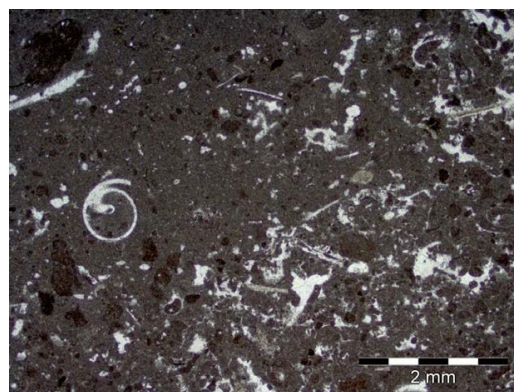
CS02-02

FACIES	AF	Lithofacies /Microfacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
1c	AF1	Regular beds Stylolites and fractures infilled with calcite	Mudstone	Fenestral structures Dissolution features	intertidal, low-energy restricted ramp platform Partially sediment-filled, and early cemented fenestrae, with local mud cracks indicating an intertidal setting.

(a) Planche de l'Association de Faciès AF1c (Environnement Intertidal).

AF2-2a

SRWFA



CS02-03

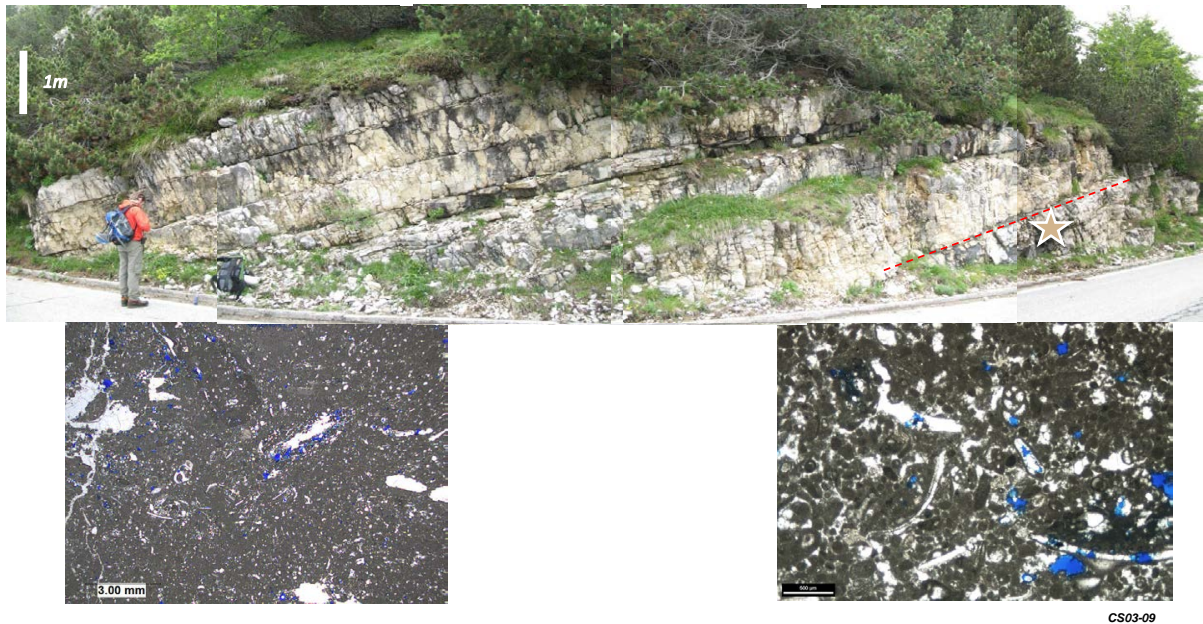
FACIES	AF	Lithofacies/Microfacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
2a	AF2	Dm thick massive beds. Stylolites and fractures filled by calcite Peloidal and minor fragmented molluscs and/or ostracods Shells Debris, Gastropod	Mudstone to Wackestone	Restricted marine bioclasts. Locally, nonmarine clasts (black pebbles).	Low-diversity assemblage in sheltered, shallow, restricted marine environment. Internal platform to lagoon.

(b) Planche de l'Association de Faciès AF2a (Environnement Intertidal).

FIGURE 5.20 – Planches de l'Association de Faciès (a) AF1c (Environnement Intertidal) et (b) AF2a (Environnement peu profond confiné).

AF2-2b

SRWFA

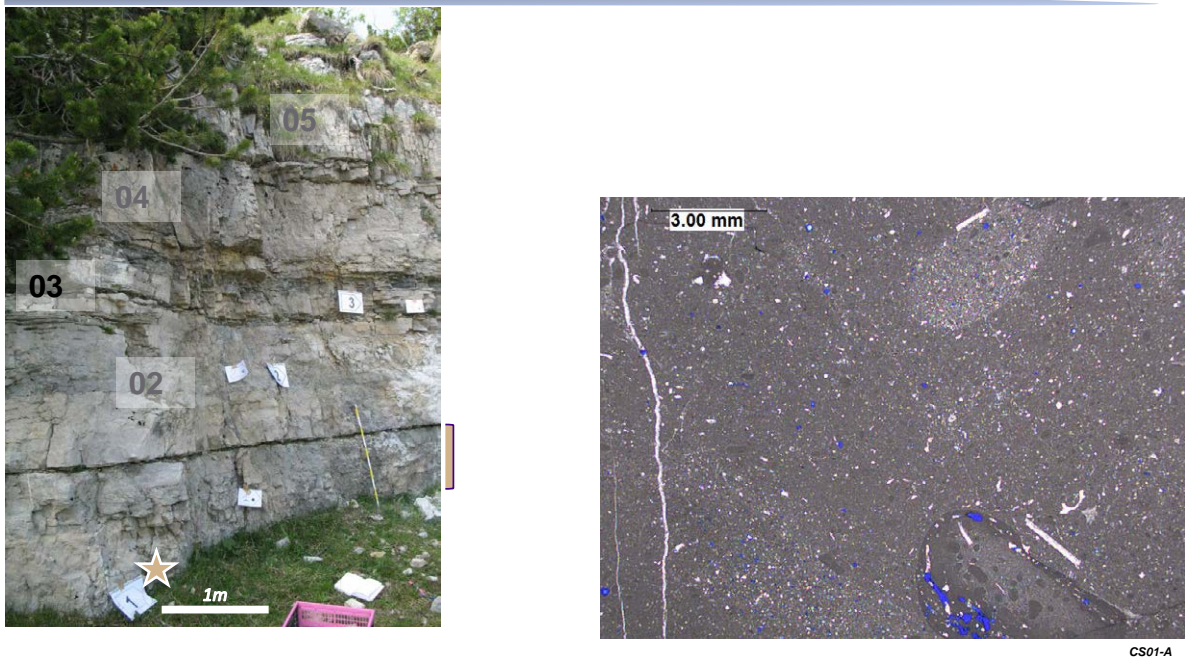


FACIES	AF	Lithofacies/Microfacies Description	Texture	Depositional environment
2b	AF2	Massive beds 1m-2m; Stylolites and fractures filled by calcite Peloidal shelly wackestone-packstone Small benthic foraminifera, molluscs	wackestone to packstone	Low diversity assemblage in moderate energy, shallow, restricted shallow water environment.

(a) Planche de l'Association de Faciès AF2b (Environnement peu profond confiné).

AF2-2c

SRWFA



FACIES	AF	Lithofacies/Microfacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
2c	AF2	Dm-thick massive beds, Stylolites and fractures infilled with calcite	wackestone or packstone-grainstone matrix	Intraclasts (mm size) of locally common facies (with black pebbles)	Moderate to high-energy events (bed and channel bases) in a restricted shallow water setting

(b) Planche de l'Association de Faciès AF2c (Environnement peu profond confiné).

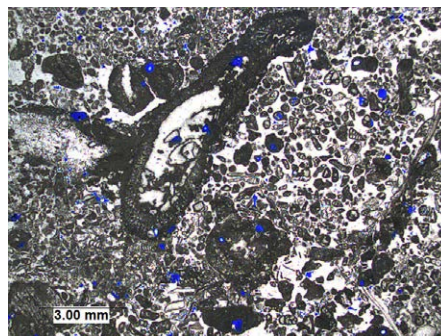
FIGURE 5.21 – Planches de l'Association de Faciès (a) AF2b et (b) AF2c (Environnement peu profond confiné).

AF3-3a

SWFA



CS03-03

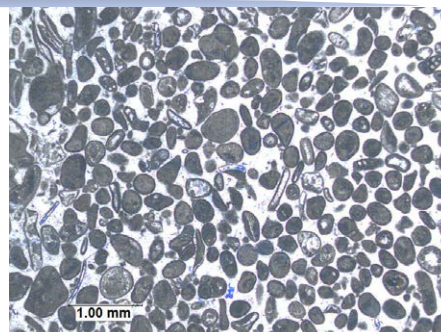
*Paleodasycladus mediterraneus*

FACIES	AF	Lithofacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
3a	AF3	Microfacies Description: <i>Peloidal with variable abundance of bioclasts of molluscs, Thaumaporella, miliolae, Dasycladales, Glomospira, Duotaxis Metula, Siphonvulina variabilis</i>	Grainstone	Sometimes oncoids and big Dasycladales algae such as <i>Paleodasycladus mediterraneus</i>	Photic zone grains Indicate a moderate energy shelf

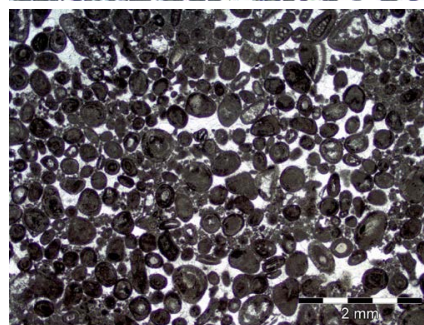
(a) Planche de l'Association de Faciès AF3a (Environnement peu profond).

AF3-3b

SWFA



CS02-07



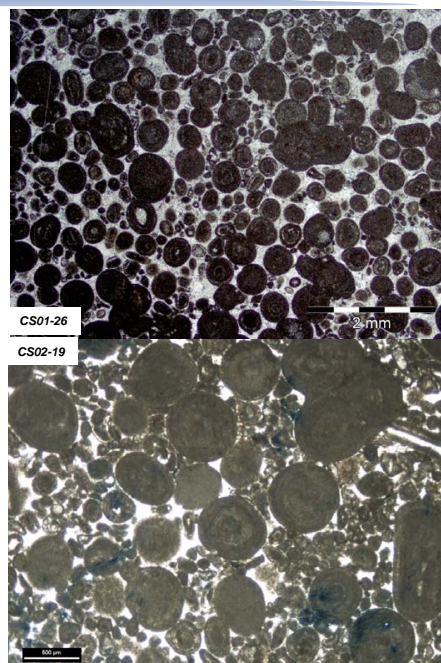
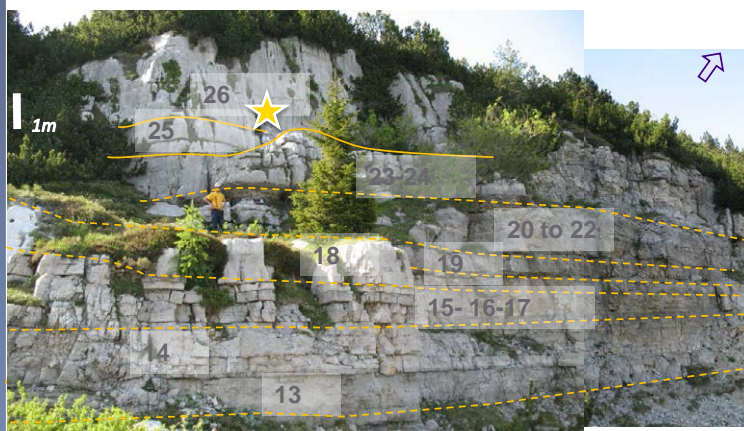
FACIES	AF	Lithofacies Description	Texture	Microfacies Description	Depositional environment
3b	AF3	Dm bed with sometimes laminations; stylolites and fractures filled by dolomicrite	Packstone/Grain stone	scattered ooids, pseudopeloidal grains with molluscs, algae and benthic foraminifera, some oncoids	Photic zone grains indicate moderate energy shelf

(b) Planche de l'Association de Faciès AF3b (Environnement peu profond).

FIGURE 5.22 – Planches de l'Association de Faciès (a) AF3a et (b) AF3b (Environnement peu profond).

AF4-4

SMCFA

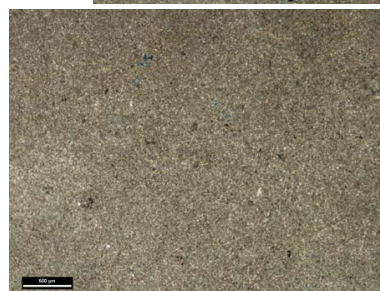


FACIES	AF	Lithofacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
4a	AF4	Massive beds several meters Stylolites and vertical fractures	Grainstone	Ooids and ooliths max 1 mm, very few bioclasts, poorly sorted grains	Lagoonal environment

(a) Planche de l'Association de Faciès AF₄ (Environnement de lagon, bordure de plateforme).

AF5-5a

OMFA



CS02-21

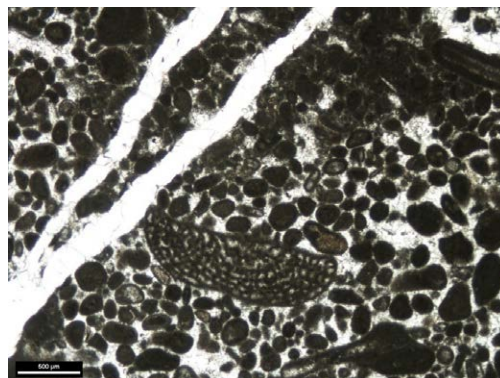
FACIES	AF	Lithofacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
5a	AF5	Dm beds, irregular With crinoids and rare shells debris	Mudstone		Open marine facies

(b) Planche de l'Association de Faciès AF_{5a}.

FIGURE 5.23 – Planches de l'Association de Faciès (a) AF₄ et (b) AF_{5a} (Environnement marin ouvert).

AF6-6a

OMFA



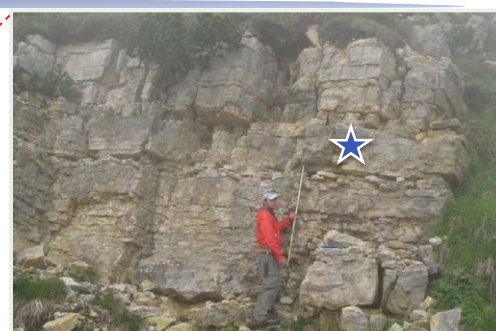
CS02-25

FACIES	AF	Lithofacies/Microfacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
6a	AF6	ooidal, bioclastic and intraclastic limestone;	Grainstone with grains micritised peloidal fabrics	Peloidal fabrics with variable abundance of bioclasts and foraminifera, orbitopsella, orbitolinidae	Grain-supported texture with locally preserved planar stratification. Photic zone grains and marine biota indicate deeper marine environment than previous facies

(a) *Planche de l'Association de Faciès AF6a.*

AF6-6b

OMFA



CS02-27B

FACIES	AF	Lithofacies Description	Texture	Common features	Depositional environment
6b	AF6	Regular and massive beds ~50cm to 1m Top of the bed : bioturbations	Muddy matrix Floatstone	Brachiopod and lithotitis (big size)	Abundance of brachiopods suggests most open marine facies

(b) *Planche de l'Association de Faciès AF6b.*

FIGURE 5.24 – Planches de l'Association de Faciès (a) AF6a et (a) AF6b (Environnement marin ouvert).

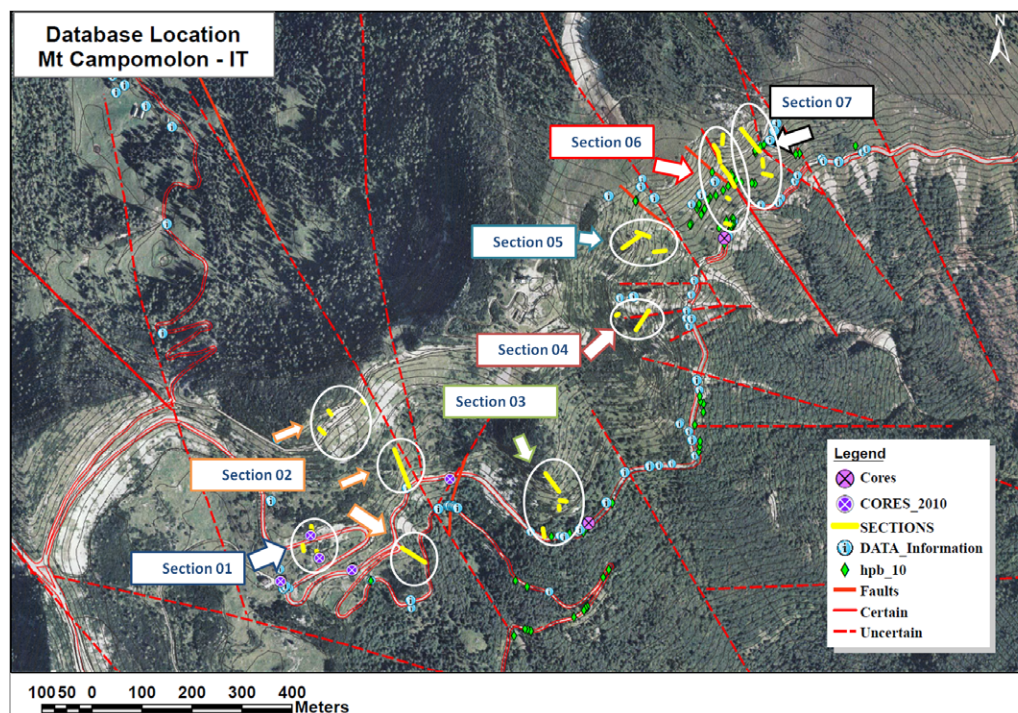


FIGURE 5.25 – Localisation de l'ensemble des coupes du secteur Mont Compomolon, Italie.

Section 1 La section 1 d'une épaisseur d'environ 25 m est située à l'ouest du secteur. Des échantillons (29) ont été prélevés, et une carotte horizontale (6F) a été réalisée sur cette section, cf. figure 5.26.

Bien que fortement micritisée sous l'action de l'activité bactérienne, cette section est formée de foraminifères dont certains sont décrits comme appartenant au membre supérieur des Calcaires Gris ou formation Rotzo (Fugagnoli 1996, Fugagnoli et Broglio 1996, Fugagnoli 2000).

En effet, sur la section sont présents les foraminifères du genre *Everticyclammina* comme *E. praevirguliana* et *Duotaxis Metula* caractérisés par (Fugagnoli 2004).

En l'absence de données supplémentaires sur cette coupe, il est difficile d'affirmer avec certitude qu'elle appartient exclusivement à l'intervalle supérieur. La partie sommitale de la coupe montre des faciès oolitiques proches de ceux décrits dans l'intervalle intermédiaire. Dans ce cas, la coupe est à associer au membre inférieur avec la partie sommitale appartenant au membre intermédiaire.

Section 2 La section 2 est localisée à l'est de la section 1 avec comme point de départ le bord d'un chemin où 43 échantillons ont été prélevés. Les trois membres du groupe des Calcaires Gris affleurent, la base de la section coïncide avec la formation Mt Zugna qui est dolomitisée sur plusieurs centimètres puis non dolomitisée, cf. figures 5.2.1.2 et de 5.27 à 5.29 : *Lower part* ou partie inférieure. La coupe 2 est considérée comme une coupe référence.

Sa partie inférieure, cf. *Lower part* de la figure 5.27, montre une alternance de bancs pluricentimétriques dont l'enchaînement faciologique se répète, allant des faciès de type AF₁ à AF₂ jusqu'au faciès plus granulaire avec quelques bioclastes et microfaune de type AF₃. Cette répétition de cycles, alternance de bancs d'environnement péritidal et subtidal, est caractéristique de la formation inférieure des Calcaires Gris.

La partie intermédiaire de la coupe présente les caractéristiques de la formation Mont Zugna sur près de 20 m avec une abondance de faciès de type AF₂ - AF₃ - AF₄, suivie par des faciès principalement de type AF₂ à texture de type wackestone, avec parfois une texture de type floatstone à gastéropodes, cf. *Middle part* de la figure 5.28. Les derniers quinze mètres de cette zone sont dominés par des faciès oolitiques avec peu ou pas de bioclastes, AF₄, caractéristiques de la formation Loppio.

La partie supérieure couvre les 35 derniers mètres levés, cf. figure 5.29. Les douze premiers mètres correspondent à des faciès de type AF₅, sans bioclastes ni microfaune identifiable. Les vingt-cinq derniers mètres sont caractérisés par une alternance de faciès à texture wackestone-packstone et de grainstone. Ce qui distingue ces faciès des précédents est l'apparition de nouvelles microfaunes, notamment les bivalves de type *Lithiotis*, caractéristiques de la formation Rotzo, aussi remarquables que peuvent l'être les rudistes de la plateforme urgonienne.

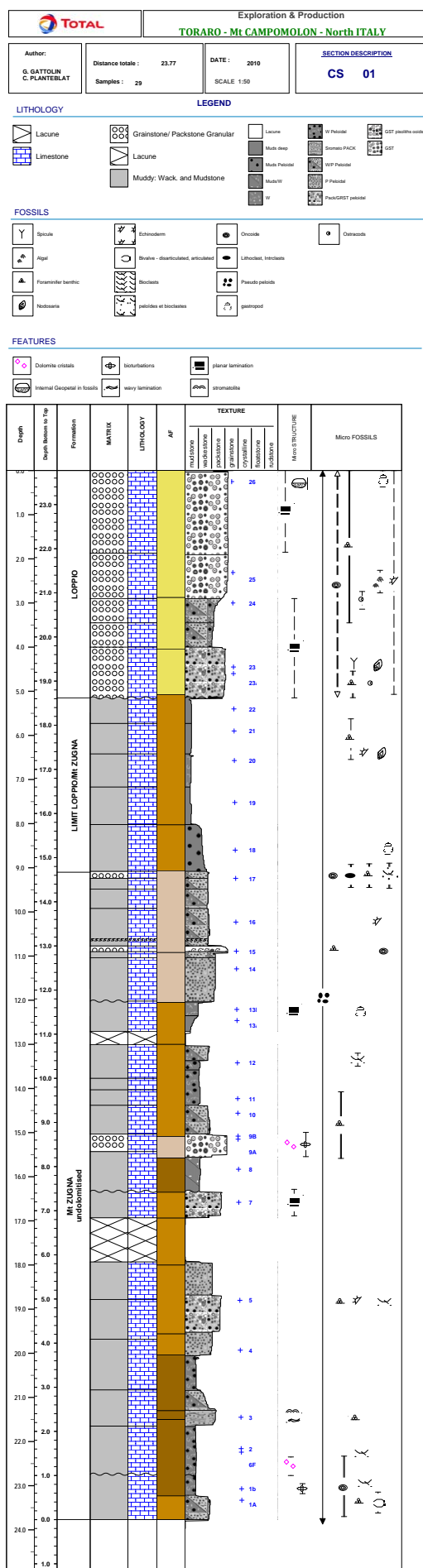
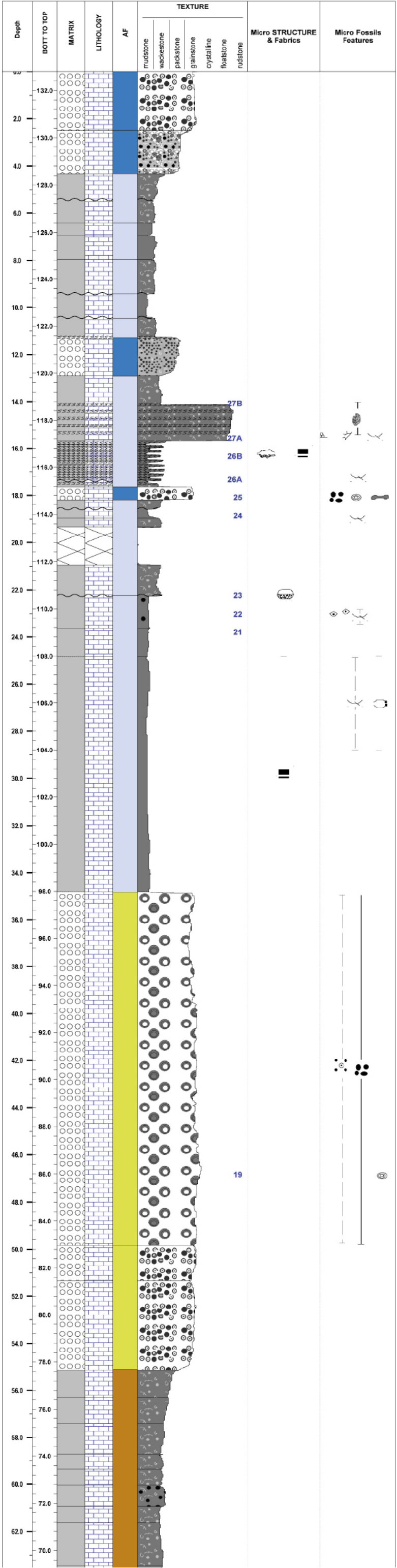


FIGURE 5.26 – Représentation du log de la coupe 01.



Exploration & Production

TORARO - Mt COMPOMOLON - North ITALY

Author:
C. PLANTEBLAT

Distance totale : 132.80
Samples : 31

DATE : 2010
SCALE 1/100

SECTION DESCRIPTION
CS 02

LITHOLOGY

LEGEND

Claystone

Lacune

Limestone

Grainstone/ Packstone Granular

Muddy: Wack. and Mudstone

Muds deep

Muds Peloidal

W

W Peloidal

W/P

W/P Peloidal

P Peloidal

Pack/GRST peloidal

GST

GST pisoliths ooids

GST oolitic big size

FOSSILS

FACIES

Algal

Pelletoids and Ooids

Foraminifer benthic

Echinoderm

Orbitopsele

Bivalve - disarticulated, articulated

Bioclasts

peloides et bioclastes

Trocholite

Oncoide

ooides

Lithoclast, intraclasts

Pseudo peloids

Crinoides

Brachiopod

gastropod

Ostracods

AF 6

AF 5

AF 4

AF 3

AF 2

AF 1

FEATURES

Fenestral Struct.

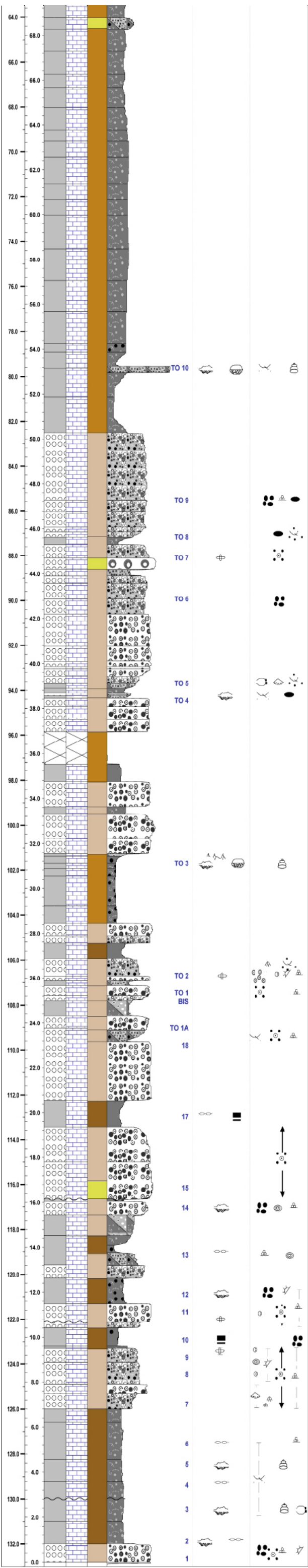
Internal Geopetal in fossils

Internal Geopetal in pores / cavities

bioturbations

planar lamination

Paleo soil



Exploration & Production
TORARO - Mt COMPOMOLON - North ITALY

Author:
C. PLANTEBLAT

Distance totale :
132.80

Samples :
31

DATE :
2010

SCALE 1/100

SECTION DESCRIPTION
CS 02

LITHOLOGY

LEGEND

Claystone

Lacune

Limestone

Grainstone/ Packstone Granular

Muddy: Wack. and Mudstone

Muds deep

Muds Peloidal

W

W Peloidal

W/P

W/P Peloidal

P Peloidal

Pack/GRST peloidal

GST

GST oolitic big size

GST pisoliths ooids

FOSSILS

Algal

Peletooids and Ooids

Foraminifer benthic

Echinoderm

Orbitopsella

Bivalve - disarticulated, articulated

Bioclasts

peloides et bioclastes

Trocholine

Oncoide

ooides

Lithoclast, Interclasts

Pseudo peloids

Crinoids

Brachiopod

gastropod

Ostracods

FACIES

AF 6

AF 5

AF 4

AF 3

AF 2

AF 1

FEATURES

Fenestral Struct.

Internal Geopetal in pores / cavities

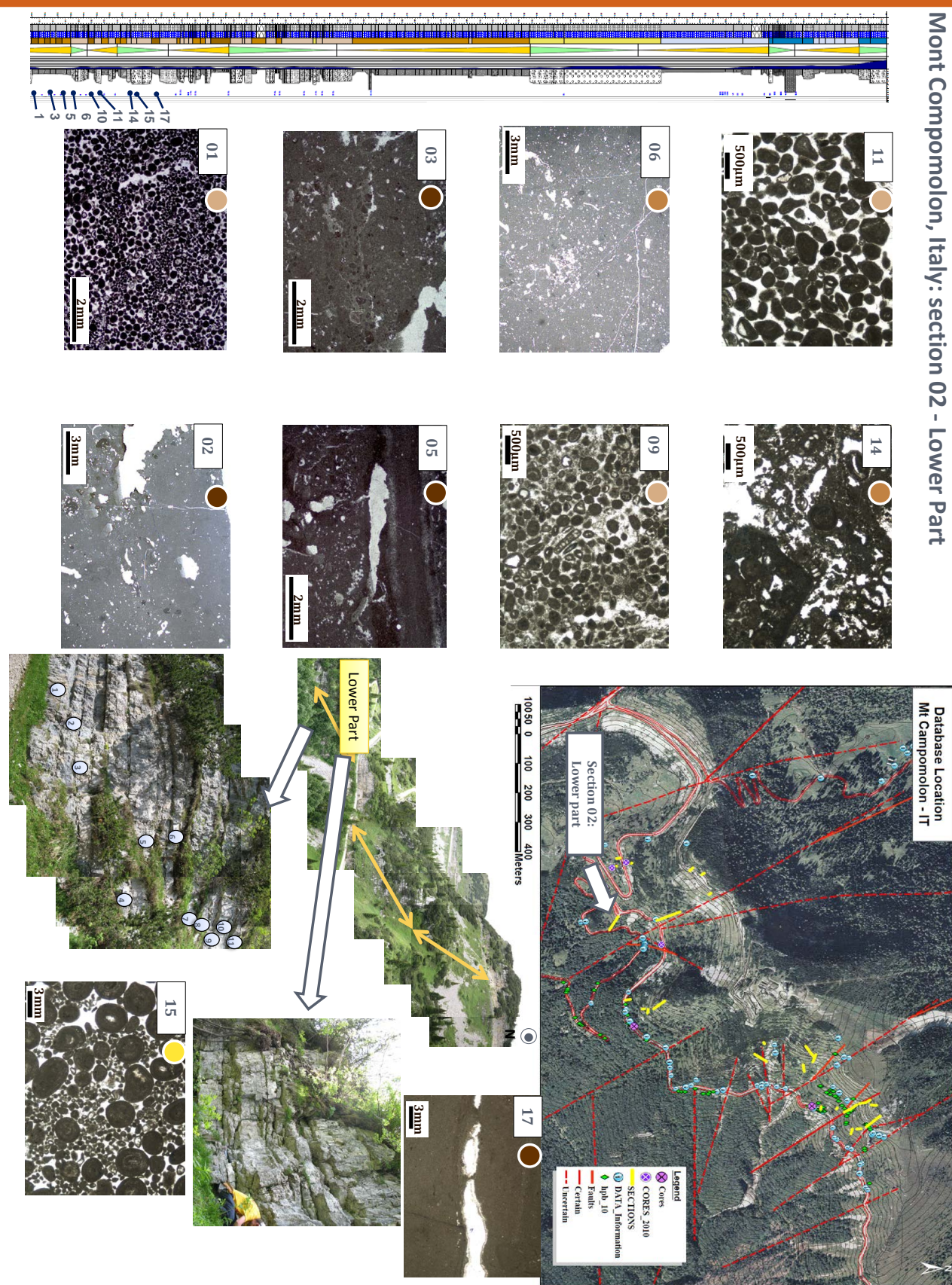
Internal Geopetal in fossils

planar lamination

bioturbations

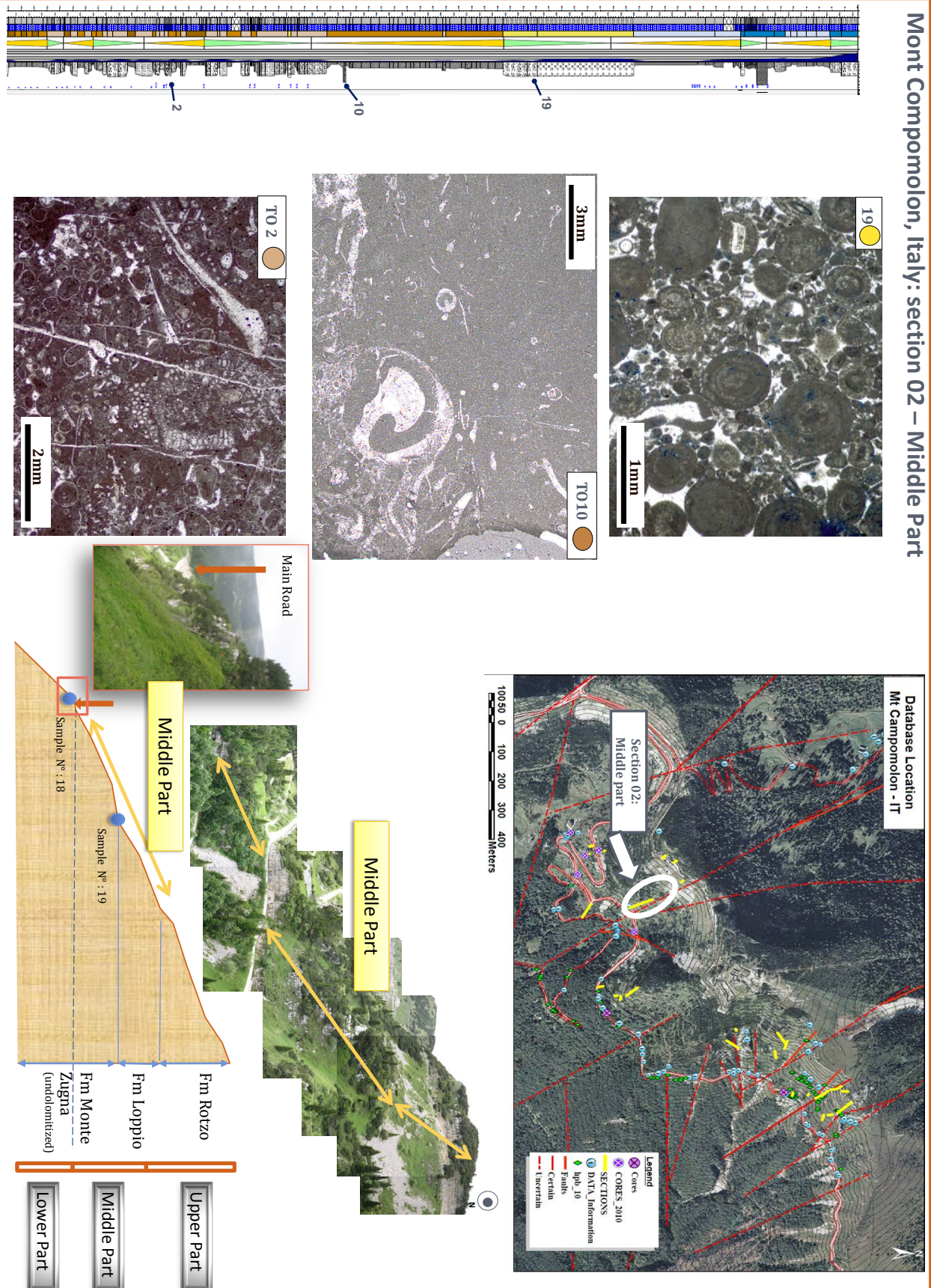
Paleo soil

Section 3 La section 3 couvre la zone dolomitisée de la formation Mont Zugna (membre inférieur) jusqu'au calcaire oolitique de la formation Loppio. La longueur totale de cette coupe est de 79.8 mètres et on rencontre sur une puissance de plus de 72 m la zone non dolomitisée du membre inférieur, cf. figure 5.2.1.2.



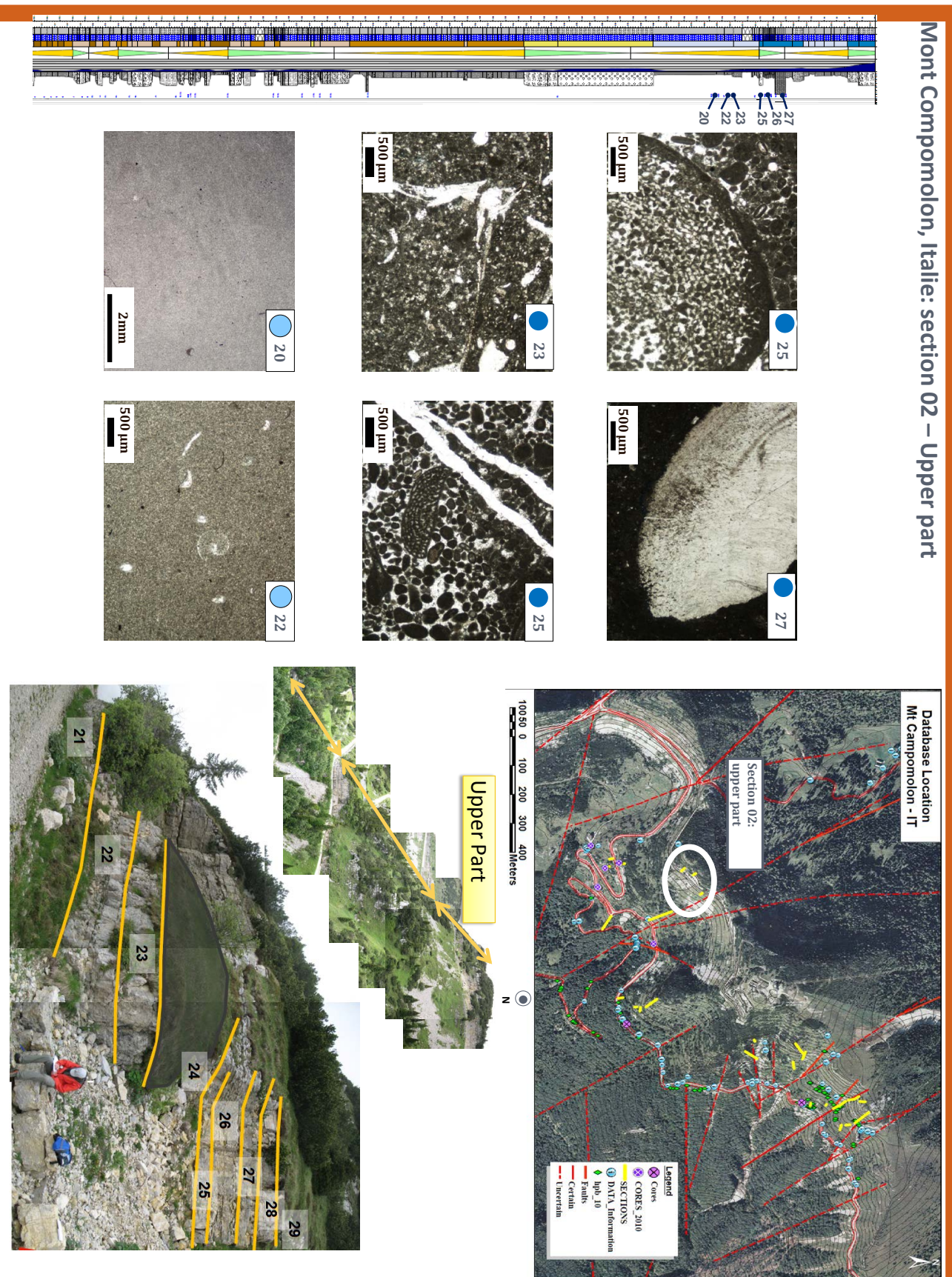
(a)

FIGURE 5.27 – Représentation de la section 2, partie inférieure, Mont Compomolon (Italie). Présentation et localisation de quelques faciès caractéristiques de la formation Mont Zugna représentés par les associations de faciès AF₁ à AF₃ (correspondant aux pastilles colorées du marron clair au marron foncé). Note : les couleurs des pastilles correspondent à l'association de faciès, se référer à la légende de la coupe de la section pour leur signification.



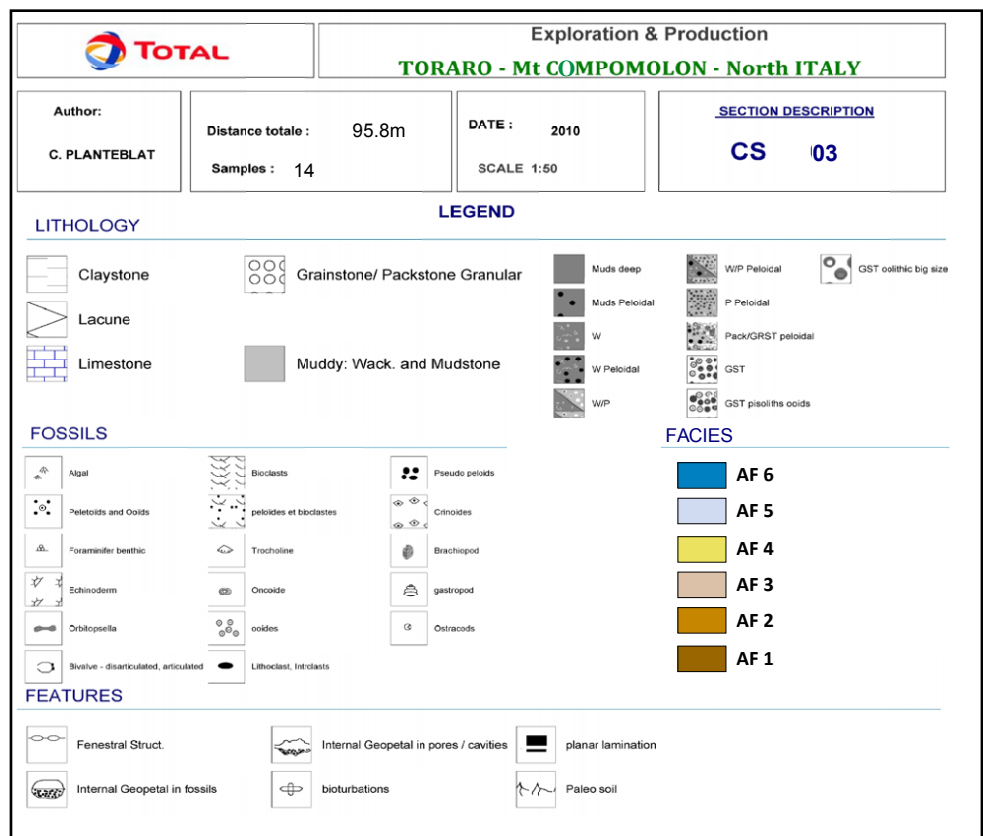
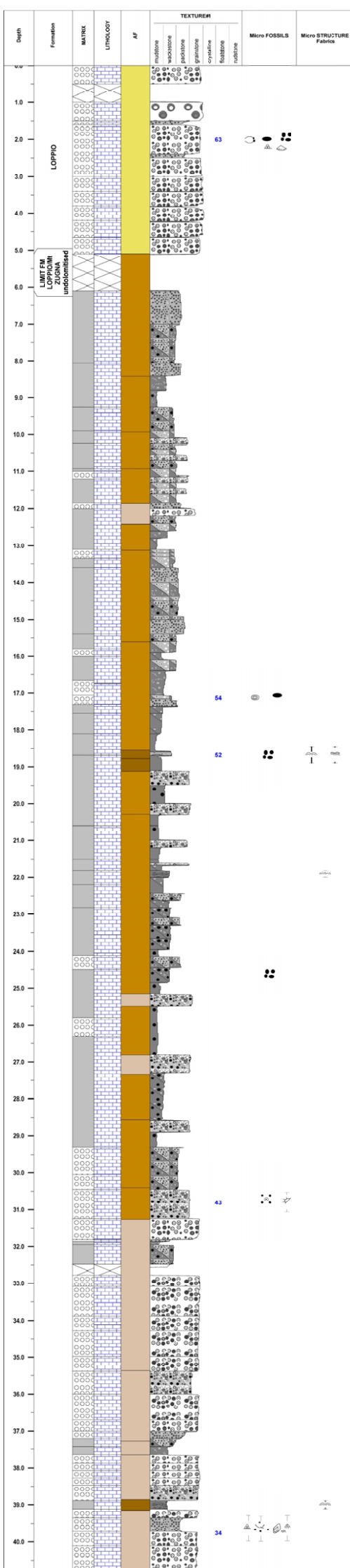
(a)

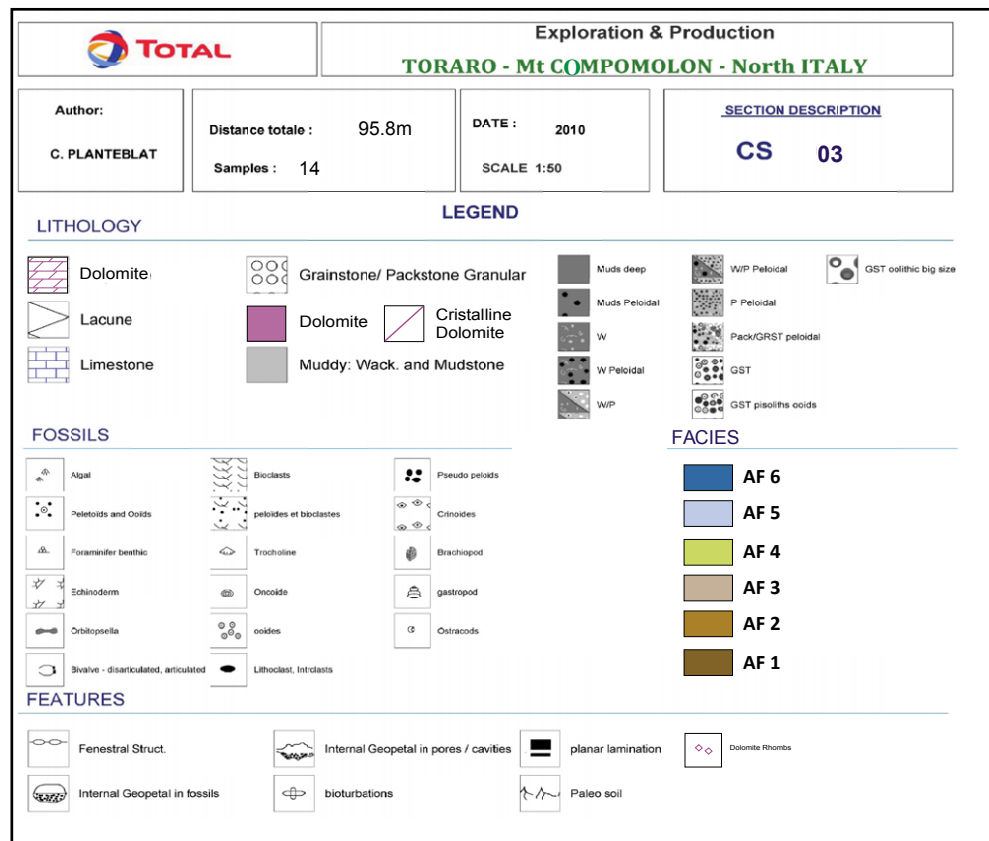
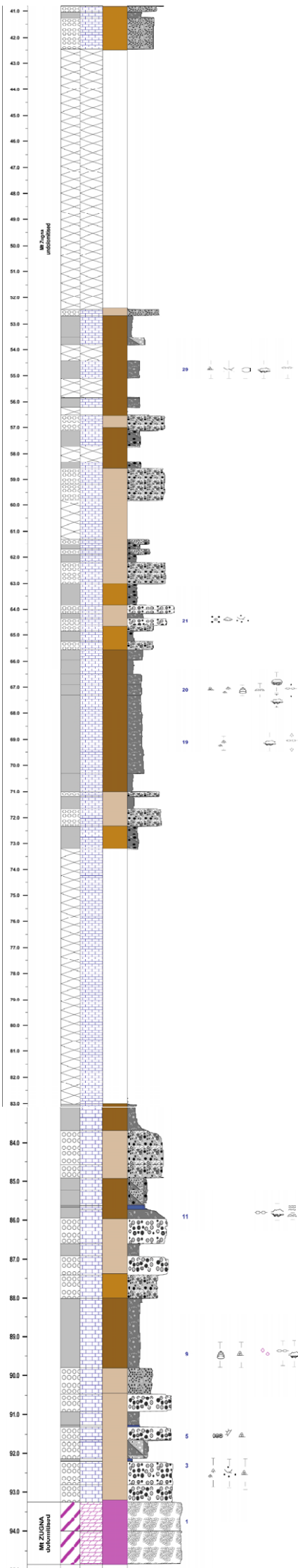
FIGURE 5.28 – Représentation de la section 2, zone intermédiaire, Mont Compomolon (Italie). Présentation et localisation de quelques faciès caractéristiques de la formation Mont Zugna (correspondant aux pastilles colorées du marron clair au marron foncé) et Loppio (correspondant à la pastille jaune).



(a)

FIGURE 5.29 – Représentation de la section 2, zone supérieure, Mont Compomolon (Italie). Présentation et localisation de quelques faciès, caractéristiques de la formation Rotzo, représentés par les associations de faciès AF5 et AF6.





Section 4 La section 4 commence à proximité d'un secteur à brèches dolomitiques et est essentiellement localisée dans la formation Mont Zugna avec une longueur totale de 69.15 mètres , cf. figure 5.2.1.2.

Author:

C. PLANTEBLAT

Distance totale : 69.02m

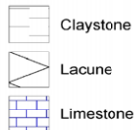
DATE : 2010

SCALE 1:50

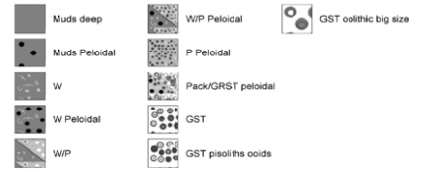
SECTION DESCRIPTION

CS 04

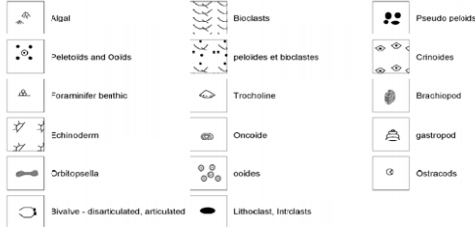
LITHOLOGY



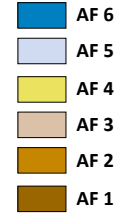
LEGEND



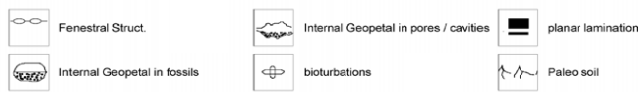
FOSSILS

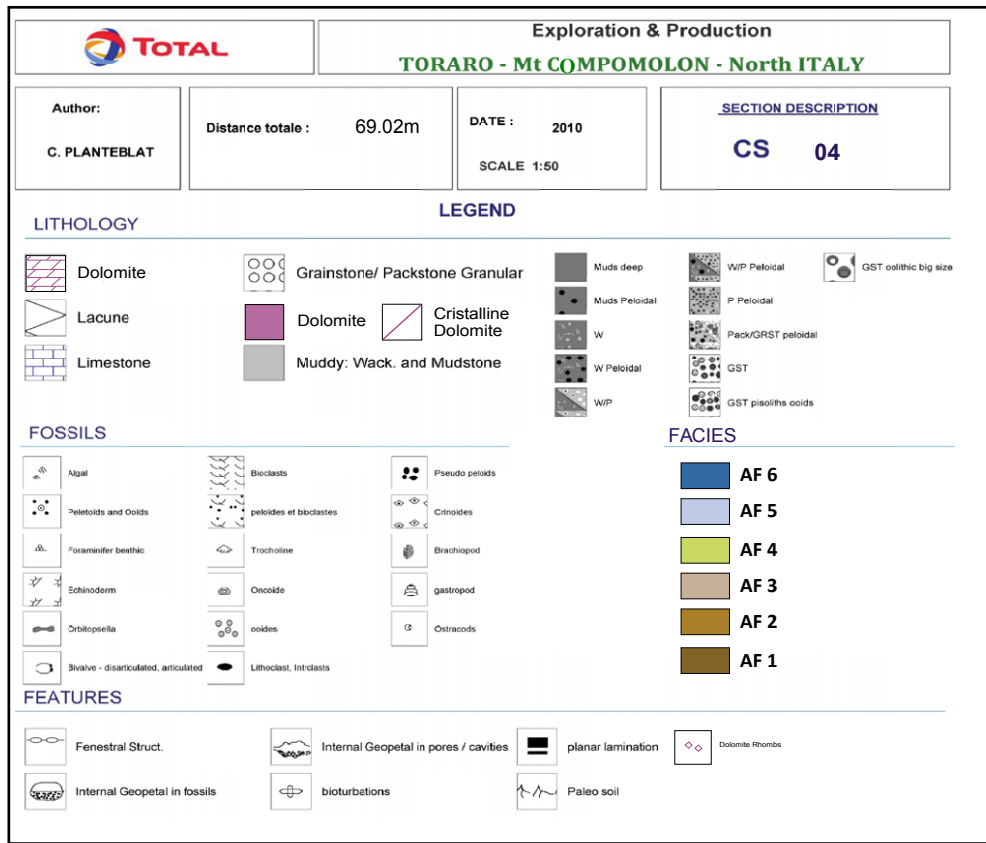


FACIES

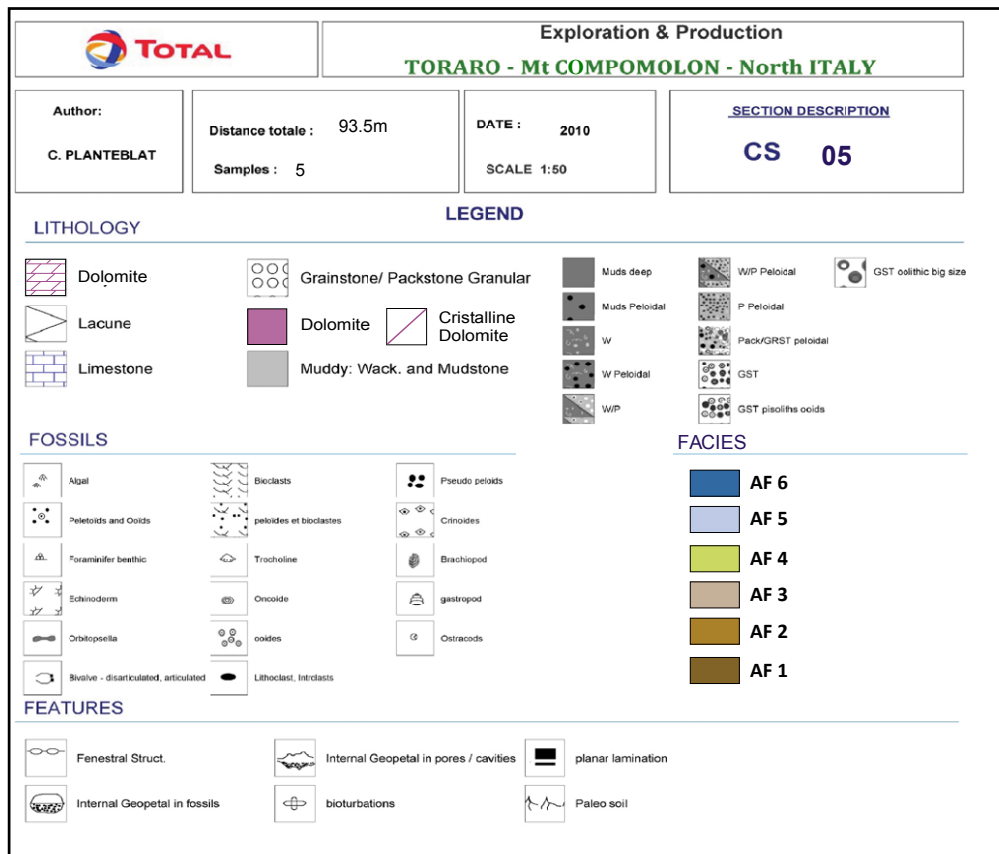
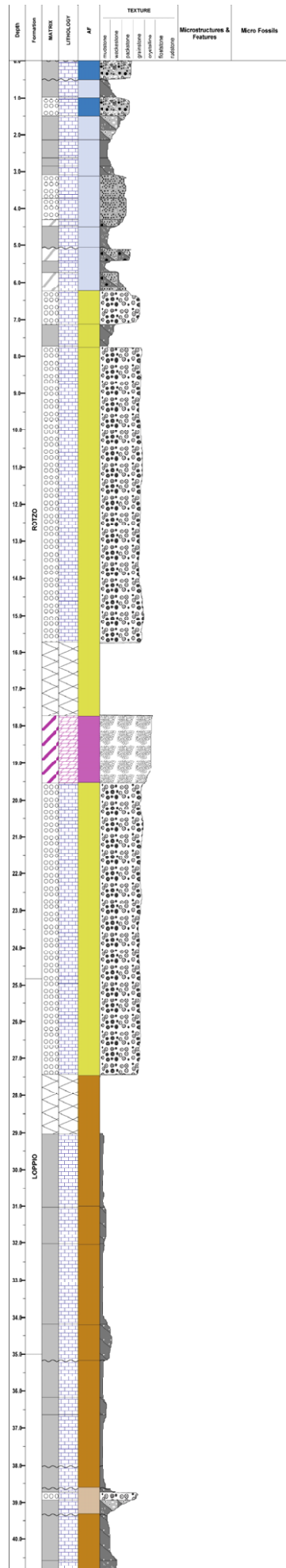


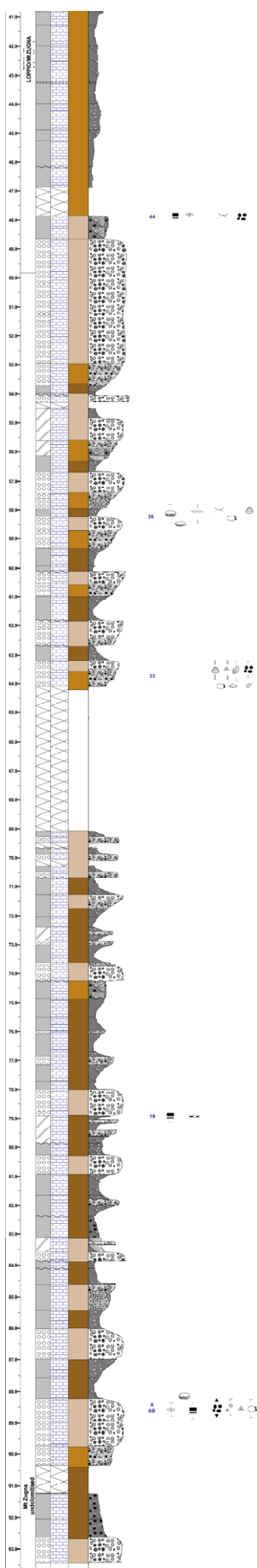
FEATURES





Section 5 La section 5 de longueur totale égale à 93.35 m couvre le membre inférieur des Calcaires Gris sur une épaisseur d'environ 66 m, le membre intermédiaire sur près de 20 m et le membre supérieur sur un peu moins d'une dizaine de mètres, cf. figure 5.2.1.2.





Exploration & Production
TORARO - Mt COMPOMOLON - North ITALY

Author:
C. PLANTEBLAT

Distance totale : 93.5m
Samples : 5

DATE : 2010
SCALE : 1:50

SECTION DESCRIPTION
CS 05

LITHOLOGY

Claystone	Grainstone/ Packstone Granular	Muds deep	W/P Peloidal	GST oolitic big size
Lacune	Muddy: Wack. and Mudstone	Muds Peloidal	P Peloidal	Pack/GRST peloidal
Limestone		W	W Peloidal	GST
		W/P	GST pisoliths ooids	

LEGEND

FOSSILS

Algal	Bioclasts	Pseudo peloids
Peloids and Ooids	peloides et bioclastes	Crinoids
Foraminifer benthic	Trocholine	Brachiopod
Echinoderm	Oncozoid	gastropod
Orbitosella	ooides	Ostracods
Bivalve - disarticulated, articulated	Lithoclast, Interclasts	

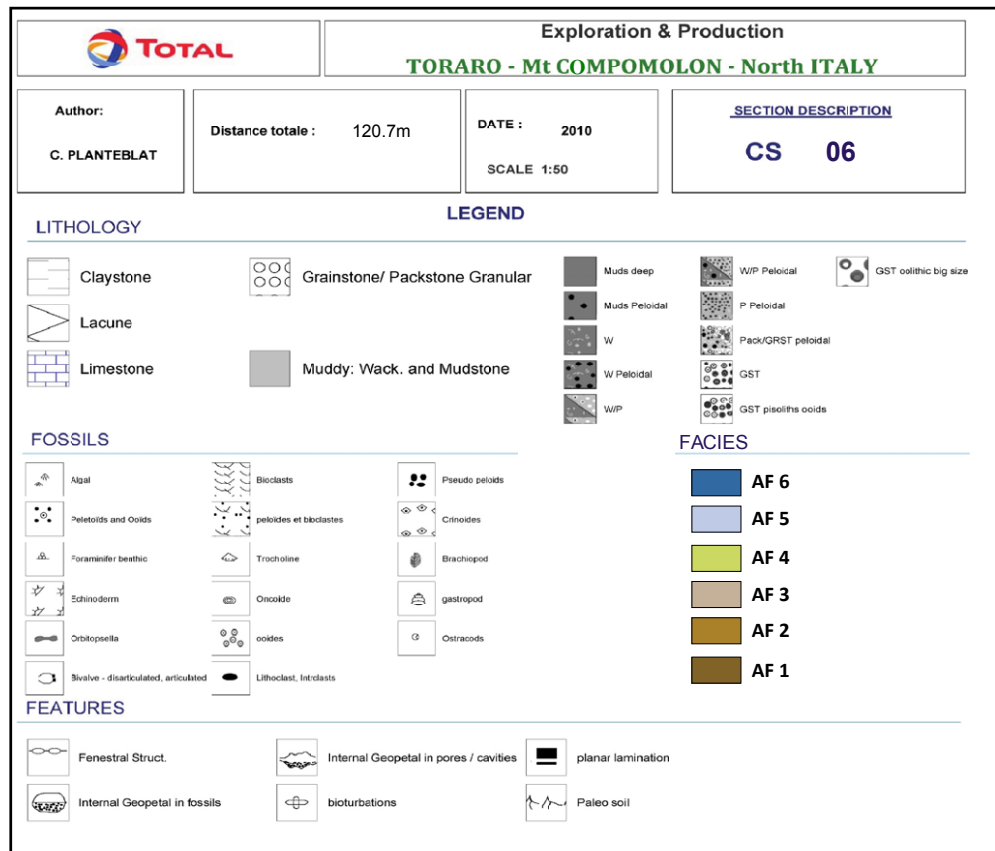
FACIES

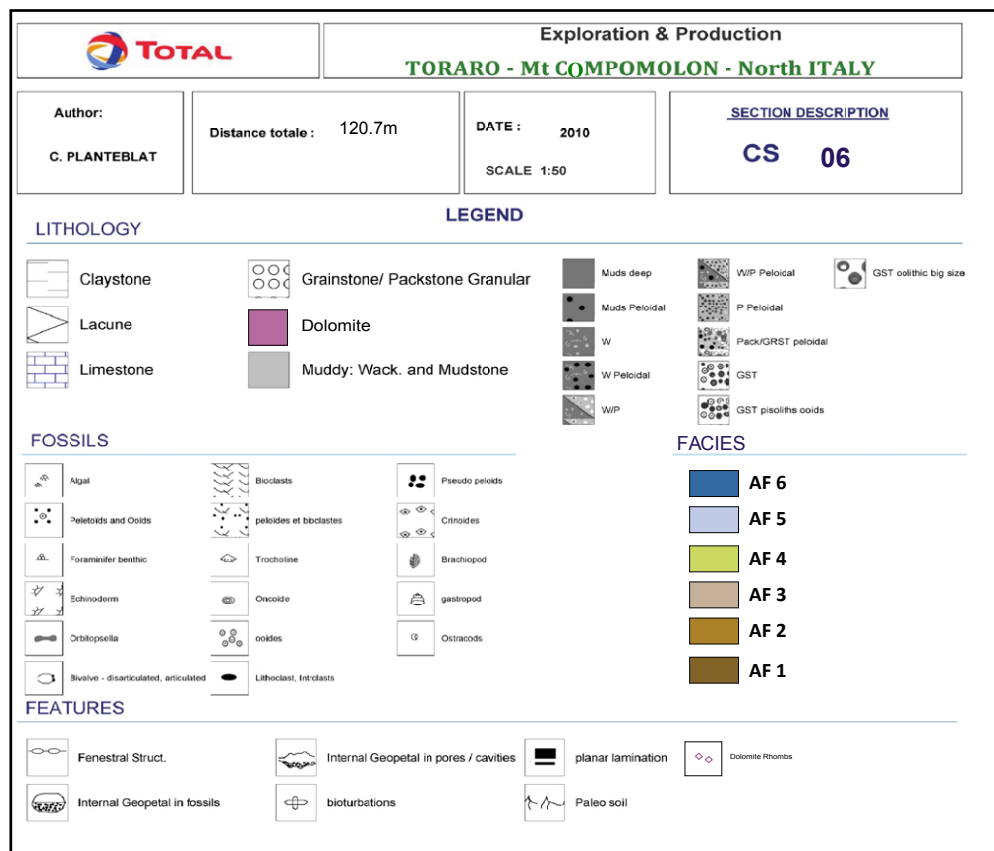
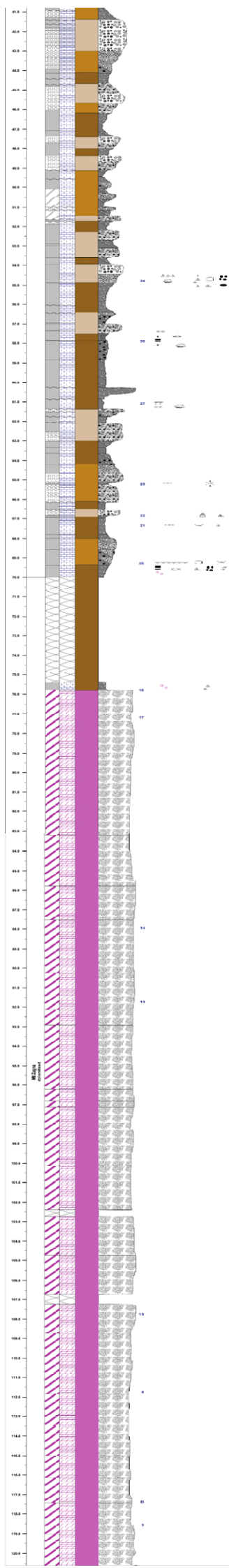
AF 6
AF 5
AF 4
AF 3
AF 2
AF 1

FEATURES

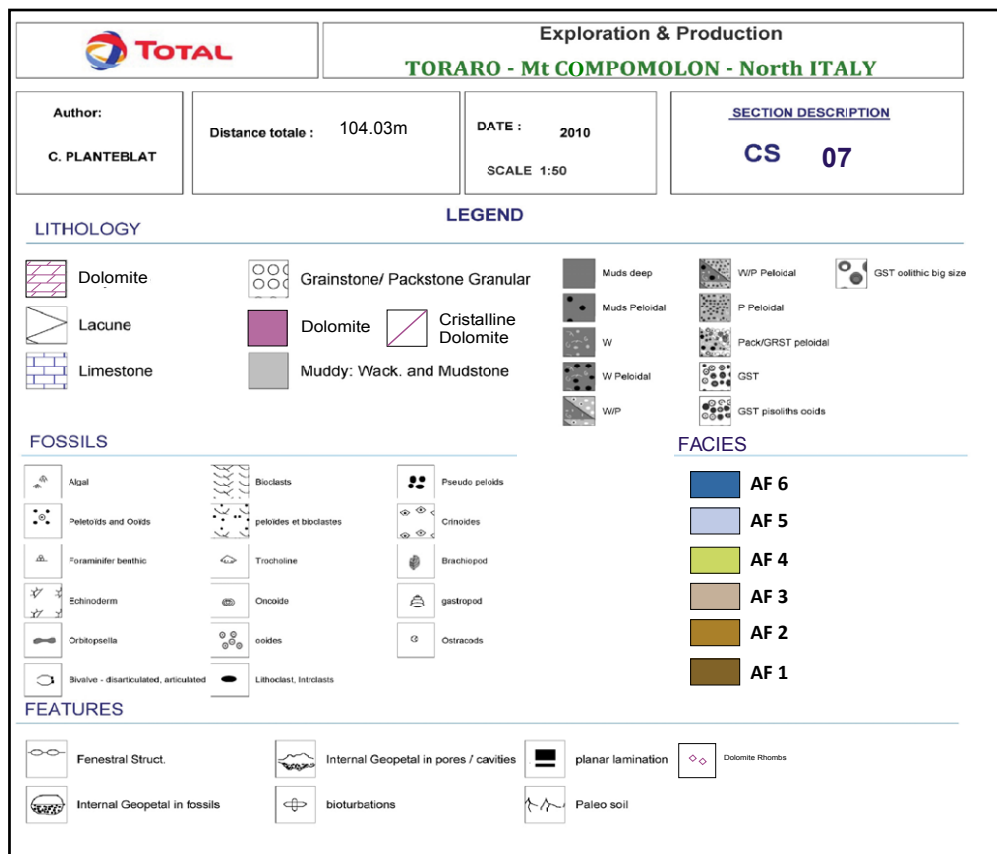
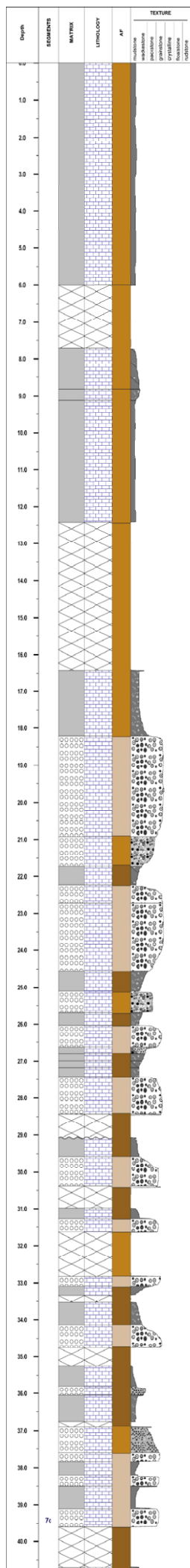
Fenestral Struct.	Internal Geopetal in pores / cavities	planar lamination
Internal Geopetal in fossils	bioturbations	Paleo soil

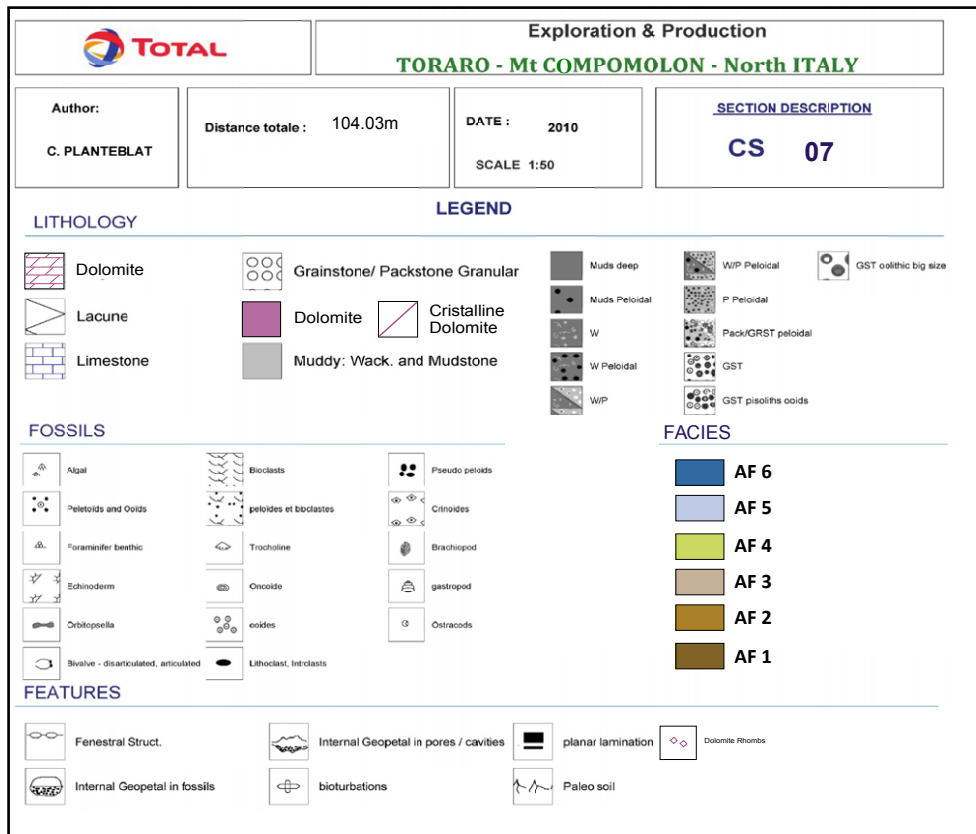
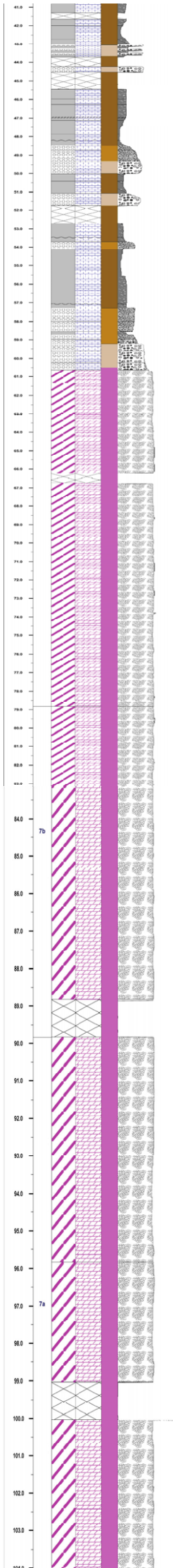
Section 6 La section 6, de longueur totale égale à 140.25 m, couvre la zone dolomitisée du membre inférieur des Calcaires Gris ; en revanche le membre intermédiaire (la formation Loppio) n'affleure pas, cf. figure 5.2.1.2.





Section 7 La section 7, avec une longueur totale de 104.03m, est semblable à la section 6. Elle ne couvre que la formation Mont Zugna qui est dolomitisée sur les premiers mètres, cf. figure 5.2.1.2.





La formation Mont Zugna, ou unité inférieure des Calcaires Gris, est recoupée par toutes les sections. Seule la section 02 recoupe les trois formations, tandis que les autres sections recoupent majoritairement les formations Mont Zugna et Loppio. La section 1 appartient à la formation Mont Zugna et se termine par des faciès associée à la formation Loppio, bien que cette interprétation soit discutée. En effet, l'étude analytique a montré la présence d'un genre de foraminifère jusqu'à présent décrit seulement dans les formations les plus récentes de l'unité supérieure, c'est-à-dire la formation Rotzo. Après corrélations avec les autres sections, d'un point de vue séquentiel et biostratigraphique, il paraît plus juste de l'intégrer comme appartenant à la formation Mont Zugna.

5.2.1.3 Description des carottes et des analyses effectuées

Comme précisé précédemment, plusieurs carottes horizontales ont été analysées, en 2008 et 2010, et des analyses complémentaires ont été menées sur les plugs et carottes entières. Sur les six forées en 2010 seules cinq ont été analysées car la carotte 1A (forée au top de la section 1) a été perdue par la compagnie de transport, cf. figure 5.30.

Les planches descriptives des carottes ont été mises en annexe :

- Planche 2B, cf. C.2, la carotte a été forée dans une brèche dolomitique ;
- Planche 3C, cf. C.3, la carotte est au niveau de la formation Mt. Zugna entre la section 1 et 2, à proximité de la carotte 4D ;
- Planche 4D, cf. C.4 ;
- Planche 5E, cf. C.5, est localisée dans une brèche dolomitique entre les sections 2 et 3 ;
- Planche 6F, cf. C.6, la carotte a été forée au niveau de la formation Mt. Zugna à la base de la section 1.

Des analyses, de type CT-SCAN, ont été réalisées sur les carottes entières afin d'estimer la densité matricielle en RX (MdRX)¹¹, la macroporosité et sa distribution (porosité de pores par rapport à la porosité des fissures).

Les résultats montrent une densité matricielle associée à deux types de minéralogie : la dolomite et la calcite, avec $2000 < \Delta MdRX < 2170$ pour la dolomite et $2170 < \Delta MdRX < 2400$ pour la calcite, cf. figure 5.31.

La campagne de mesures des propriétés pétrophysiques sur le secteur de 2010 montre des valeurs relativement faibles par rapport aux valeurs obtenues lors des campagnes précédentes (qui concernaient plusieurs secteurs du plateau d'Asiago), cf. figure 5.32. Les mesures ont été effectuées pour cette campagne sur les échantillons dolomités et non dolomités, alors que la campagne de 2008 s'était focalisée sur les échantillons dolomitiques à proximité des corps dolomitiques fortement poreux¹² et celle de 2007 a porté sur l'analyse de la matrice des échantillons dolomités.

Sur l'ensemble du secteur d'Asiago, les valeurs pétrophysiques du secteur de Mont Compolon correspondent aux plus faibles valeurs de porosité dans une étroite fenêtre de valeurs. Les résultats de perméabilité couvrent une plus large gamme de valeurs.

Les valeurs de porosité sont comprises entre 1% et 6%, celles de la perméabilité sont inférieures à 10 mD avec plus de 80% des valeurs comprises entre 0.001 et 0.1 mD.

La porosité est sensiblement plus élevée pour les échantillons dolomités, en revanche les

11. La densité matricielle correspond à la différence de densité de gris issue du scan des carottes et dépend de la minéralogie et de la porosité.

12. HPD= High porosity of dolomitical bodies.

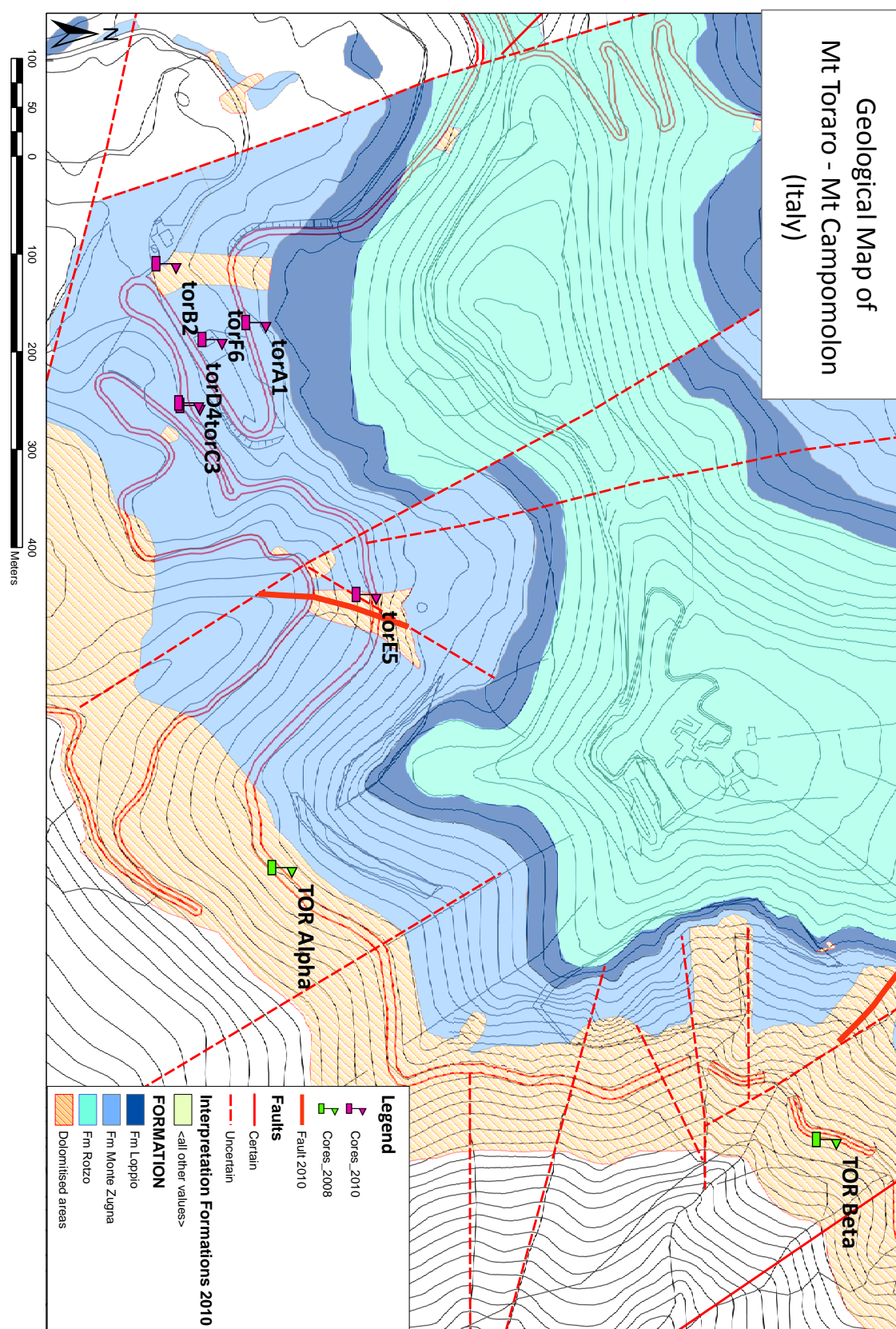


FIGURE 5.30 – Localisation des carottes forées en 2008 (TOR Alpha et TOR Bêta) et en 2010.

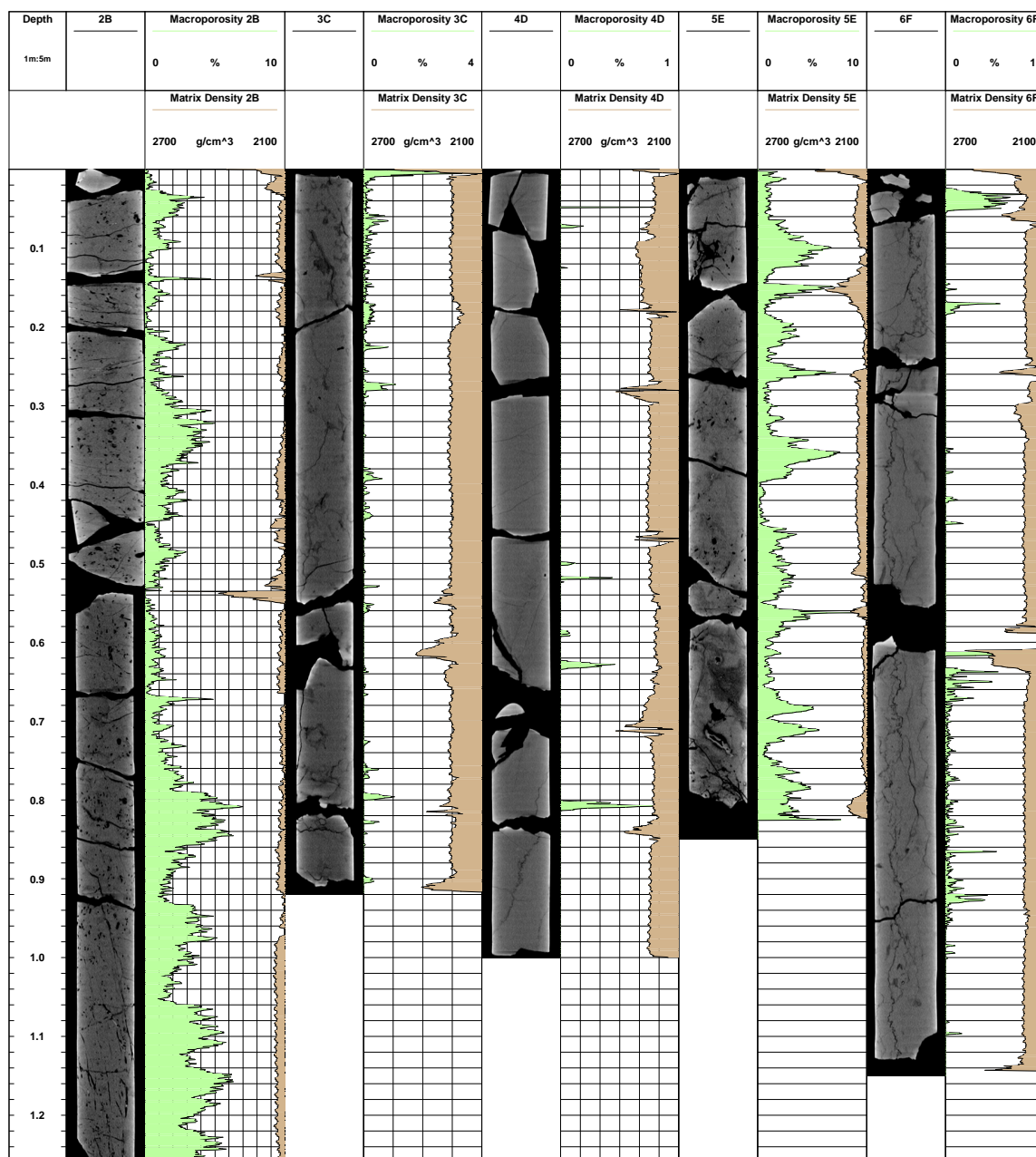


FIGURE 5.31 – Montage CT-SCAN des carottes forées en 2010 : représentation de la macroporosité et de la densité de matrice par carotte.

ALL PHI/K DATA (SAMPLING 2007-2008-2010)

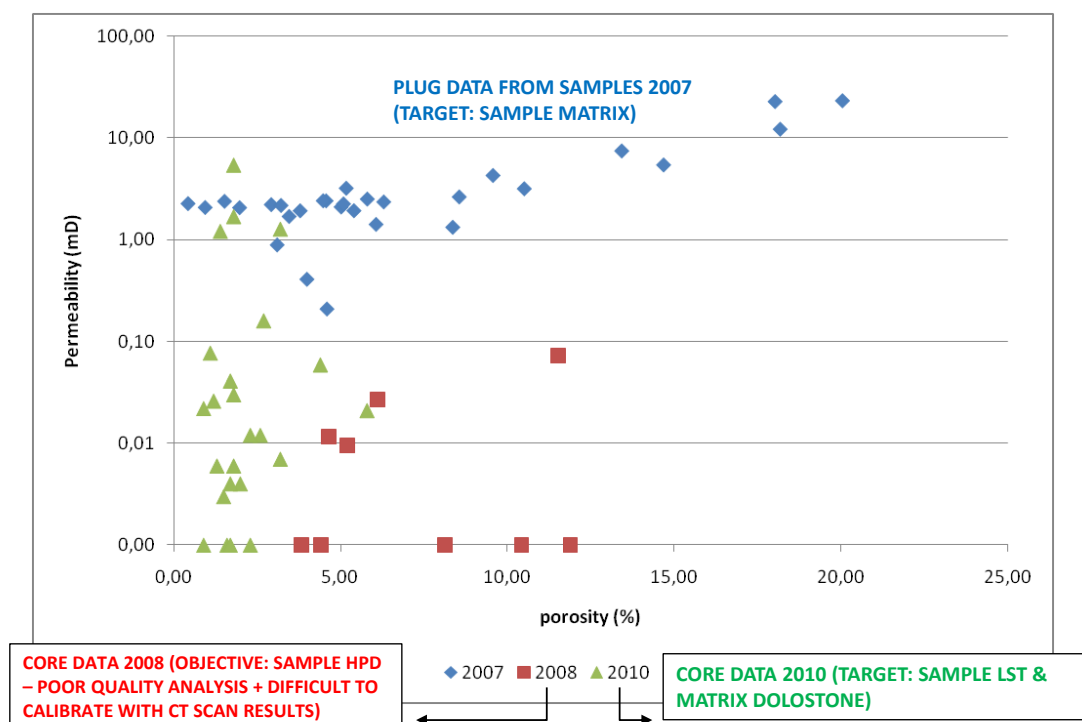


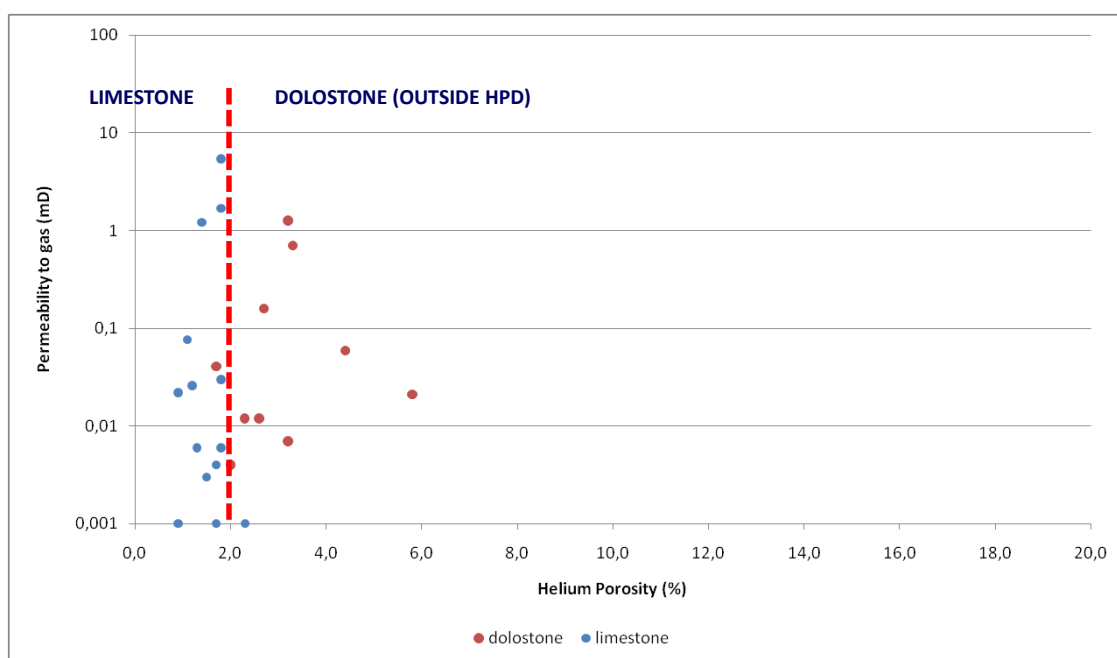
FIGURE 5.32 – Diagramme représentant les valeurs de perméabilité en fonction de la porosité sur le secteur de Mont Compomolón (en vert) par rapport aux études précédentes sur l'ensemble du plateau d'Asiago (valeurs de 2007–2008 tirées des rapports internes Di Cuia et al. (2007 et 2008) et 2010 de ce travail).

5.2.2 Corrélations des sections

Afin de représenter le modèle de dépôt, des corrélations ont été réalisées sur le secteur d'étude à partir des données disponibles. On retrouve est la formation Loppio sur cinq sections avec au moins quinze mètres de bancs à faciès oolitiques bien reconnaissables, cf. figures 5.34 et 5.35. De plus, un travail d'identification des différents ordres de séquences emboîtées a été réalisé. C'est une des difficultés fondamentales de la stratigraphie séquentielle. Le principe est d'identifier sur la courbe lithologique, les cycles de déplacement des milieux de sédimentation (cycles transgression-régression) correspondant probablement aux paraséquences. Ce travail a été réalisé particulièrement pour la formation Mont Zugna constituée d'un ensemble de cycles plus ou moins complets d'environnement intertidal (subtidal à supratidal), cf. figure 5.18.

Effectuer de telles corrélations à l'échelle de la paraséquence sur ce secteur n'a pas été un exercice aisé, étant donné le peu d'informations obtenues. Cette difficulté est également due au fait que le front dolomitique n'est pas régulier ce qui occulte les faciès d'origine, et aux variations latérales de faciès fréquentes. Au minimum quatre paraséquences majeures ont été déterminées, cf. figure 5.35. A partir de ce découpage, le modèle de dépôt a pu être construit.

NEW PRELIMINARY ANALYSIS ON CORE PLUGS



TARGET: TO CHARACTERISE LIMESTONE & MATRIX DOLOSTONE (OUTSIDE HPD)

FIGURE 5.33 – Diagramme représentant les valeurs de perméabilité en fonction de la porosité sur le secteur de Mont Compomelon et selon la nature lithologique. Nota : HPD=High Porosity dolomite.

DOLOMITE PROJECT - PHASE 4 (AUGUST 2010 UPDATE)

G.E.Plan Consulting
Petroleum Geology Division
EPi

5.2.3 Le modèle de dépôt

5.2.3.1 Principe de la méthode de représentation numérique

L'objectif de cette partie est de réaliser un modèle 3D renseigné en propriétés pétrophysiques et faciologique à partir de quelques puits représentés par les sections précédemment décrites. Pour ce faire, le modèle de faciès sédimentaires a été réalisé à l'aide d'un outil de simulation développé au sein de Total nommé Gostrat (Massonnat et Pernarcic 2002, Leflon 2005). Ce modèle est ensuite utilisé pour simuler les phases diagénétiques. L'obtention d'un tel modèle, c'est-à-dire la représentation des distributions de faciès puis des propriétés pétrophysiques va en effet permettre de paramétrer l'impact des faciès pour chaque réaction diagénétique et également l'écoulement des fluides mis en jeu.

La méthode utilisée extrapole en 3D les faciès observés aux puits (carottes et logs) en utilisant les concepts de stratigraphie séquentielle pour contraindre la modélisation stochastique de faciès lors de la réalisation d'un modèle réservoir. En stratigraphie séquentielle, les changements d'espace d'accommodation¹³ jouent un rôle important dans le contrôle de la mise en place des systèmes sédimentaires. La méthode s'appuie sur le calcul de cette variable à partir de courbes de paléo-profondeur d'eau basée sur les principes suivants :

- Les faciès sédimentaires dépendent de la paléo-profondeur d'eau, de l'énergie du dépôt et du contexte séquentiel ;
- Le signal d'accommodation se compose d'une partie régionale (changement du niveau marin relatif, subsidence régionale), et d'une partie locale (subsidence différentielle).

13. L'accommodation entre deux lignes temps est l'espace qui a été créé ou détruit par les variations du niveau marin entre les instants considérés.

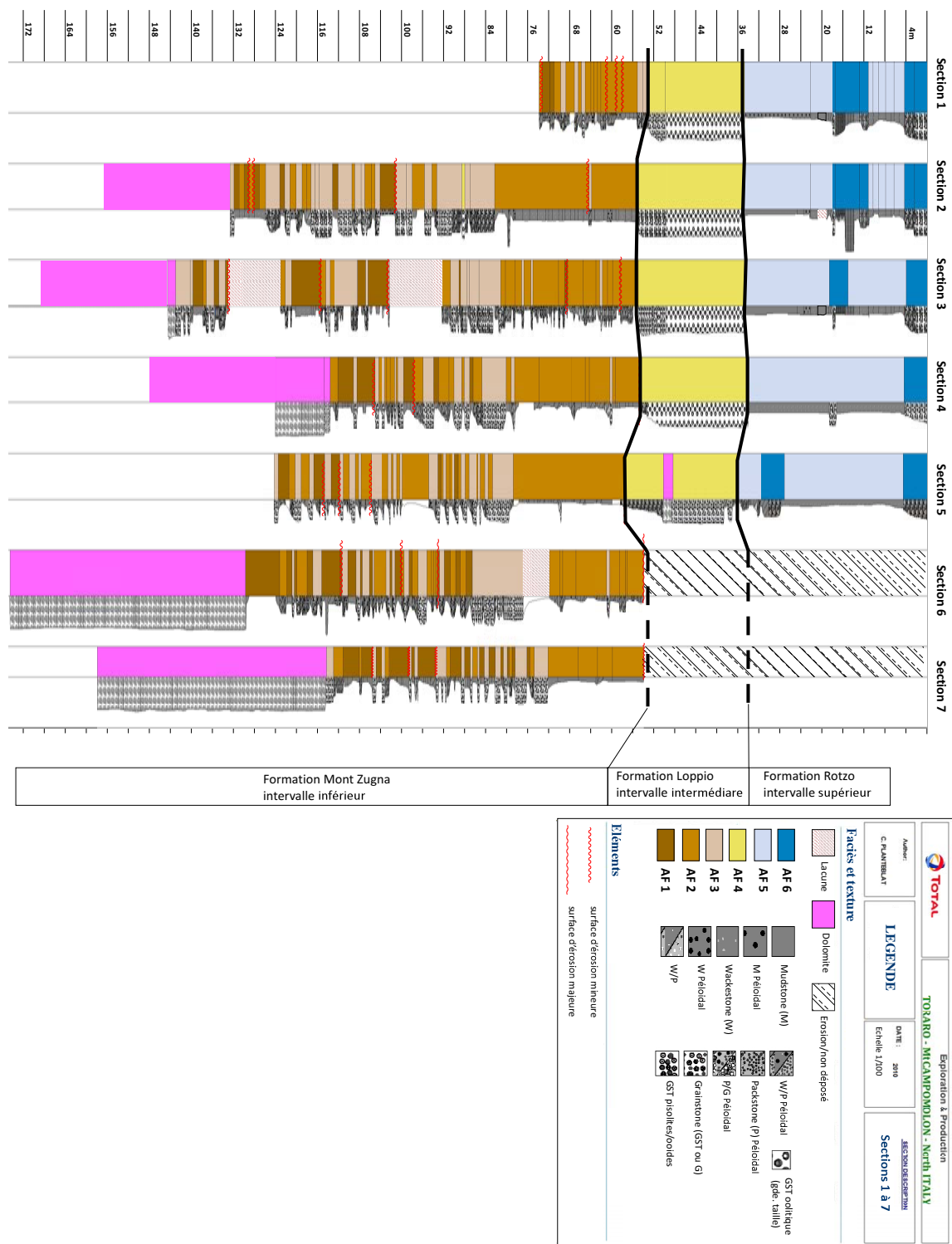


FIGURE 5.34 – Assemblage des sections composites de Mont Compomolon.

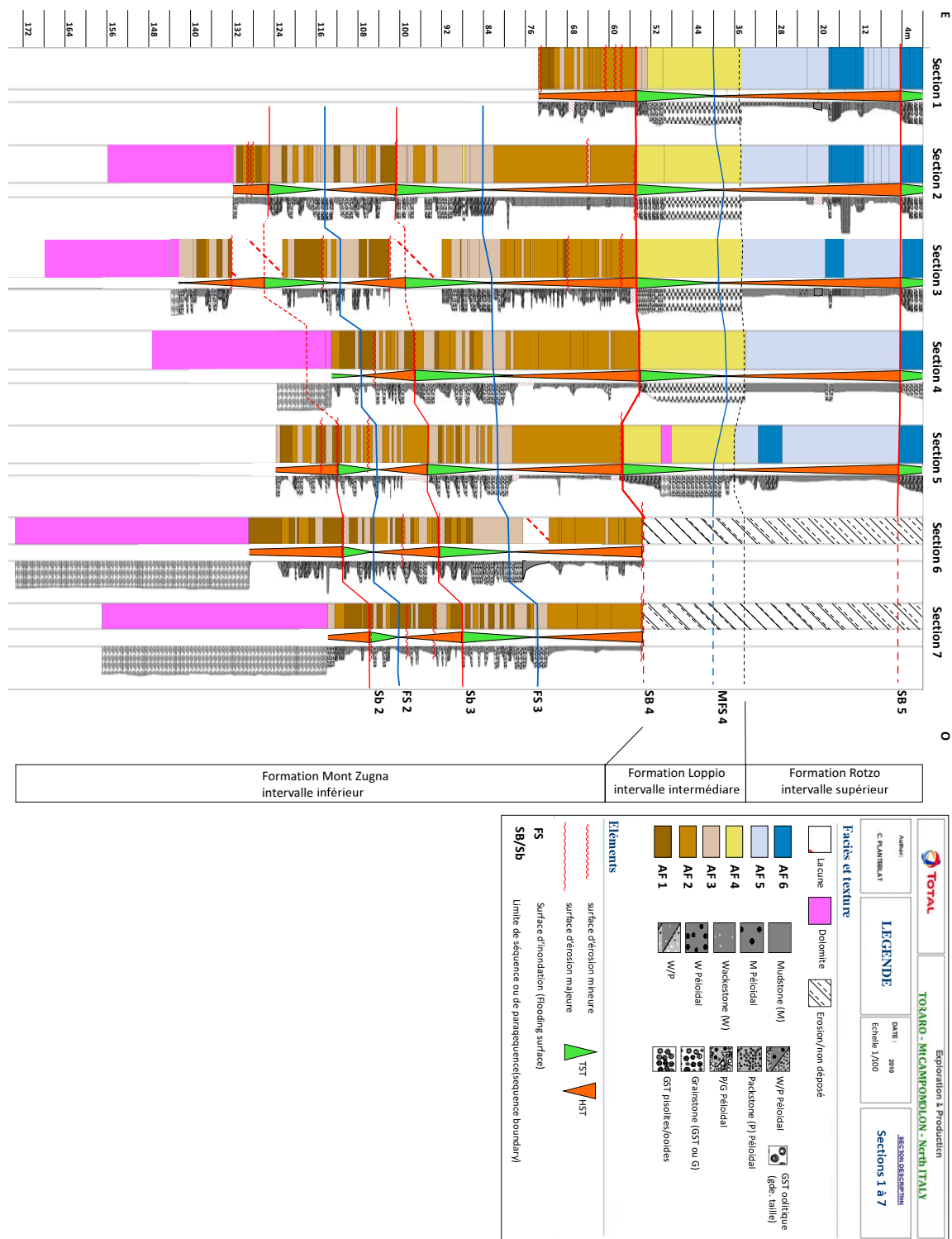


FIGURE 5.35 – Corrélation des coupes sur le secteur de Mont Compomolon.

La méthodologie utilisée pour la modélisation représentée sur la figure 5.36 se résume en plusieurs étapes :

- Pour chaque puits ou section, il faut estimer la paléo-profondeur d'eau et calculer la valeur de l'accommodation (multi 1D) ;
- Représentation de la paléogéographie par la création de cartes de paléo-profondeur d'eau selon les cortèges (2D) ;
- Extrapolation des accommodations et des épaisseurs afin d'obtenir une représentation 3D de la paléo-profondeur d'eau et de la proportion d'apparition de faciès.

La construction d'un tel modèle nécessite :

- des données dures telles que le log de faciès aux puits, les cartes structurales du toit et de la limite inférieure du modèle ;
- des données dites *soft* liées aux connaissances géologiques telles que le modèle sédimentologique et les relations faciès-paléoprofondeur, l'interprétation séquentielle et les corrélations, ainsi que l'information paléogéographique.

5.2.3.2 Les données numériques associées au modèle de dépôt

Avant de construire le modèle de dépôt, il a fallu dans un premier temps rentrer les données appartenant aux sections (dimensions, localisation selon (X,Y,Z) et les propriétés associées). Les sections ont été renseignées comme des puits sur le modèle.

En amont, la carte du secteur avec les failles associées a été obtenue numériquement et retravaillée pour les besoins de l'étude avec le logiciel de cartographie ARGIS et le module ARCmap associé. Le MNT¹⁴ du secteur d'étude a ensuite été exporté sur le géomodeleur, cf. figure 5.37.

De plus, le réseau de failles a été exporté comme un ensemble de points (*pointsets*) sur le géomodeleur et traité par la suite comme objet faille par famille. Les figures 5.39 représentent l'ensemble du réseau de fractures et failles associées du secteur Mont Compomolon à partir de deux familles d'accidents déterminées :

- Deux familles de fractures de direction N20-N30 et N75-85 (E-O) associées à l'extension du Jurassique (phase 1) ;
- Deux familles de fractures de direction N310-340 (NNO-SSE) et N50-N60 (ENE - OSO) associées à la compression Néo-Alpine (phase 2).

Le réseau de fractures par famille a été obtenu via l'outil Godiag et est représenté par des formes rectangulaires.

Ces formes géométriques sont représentées et distribuées statistiquement à partir de plusieurs variables comme la **densité de fractures** (moyenne exprimée en m^{-3}), les valeurs de distribution de la **longueur horizontale et verticale des rectangles**, le **dip-azimut**¹⁵ (le pendage de la ligne de plus grande pente), le **pendage** et l'**ouverture**¹⁶ de la fracture.

La construction du modèle de dépôt a été effectuée en deux fois. En effet, un premier modèle a été construit à partir des premières corrélations effectuées, permettant une prise en main de l'outil.

14. MNT = Modèle Numérique de Terrain

15. Orientation de la fracture utilisant le dip-azimut par rapport au Nord ; par exemple le pendage d'une fracture vers l'est a un dip-azimut de 90°

16. L'ouverture de la fracture représentant sa propriété hydraulique.

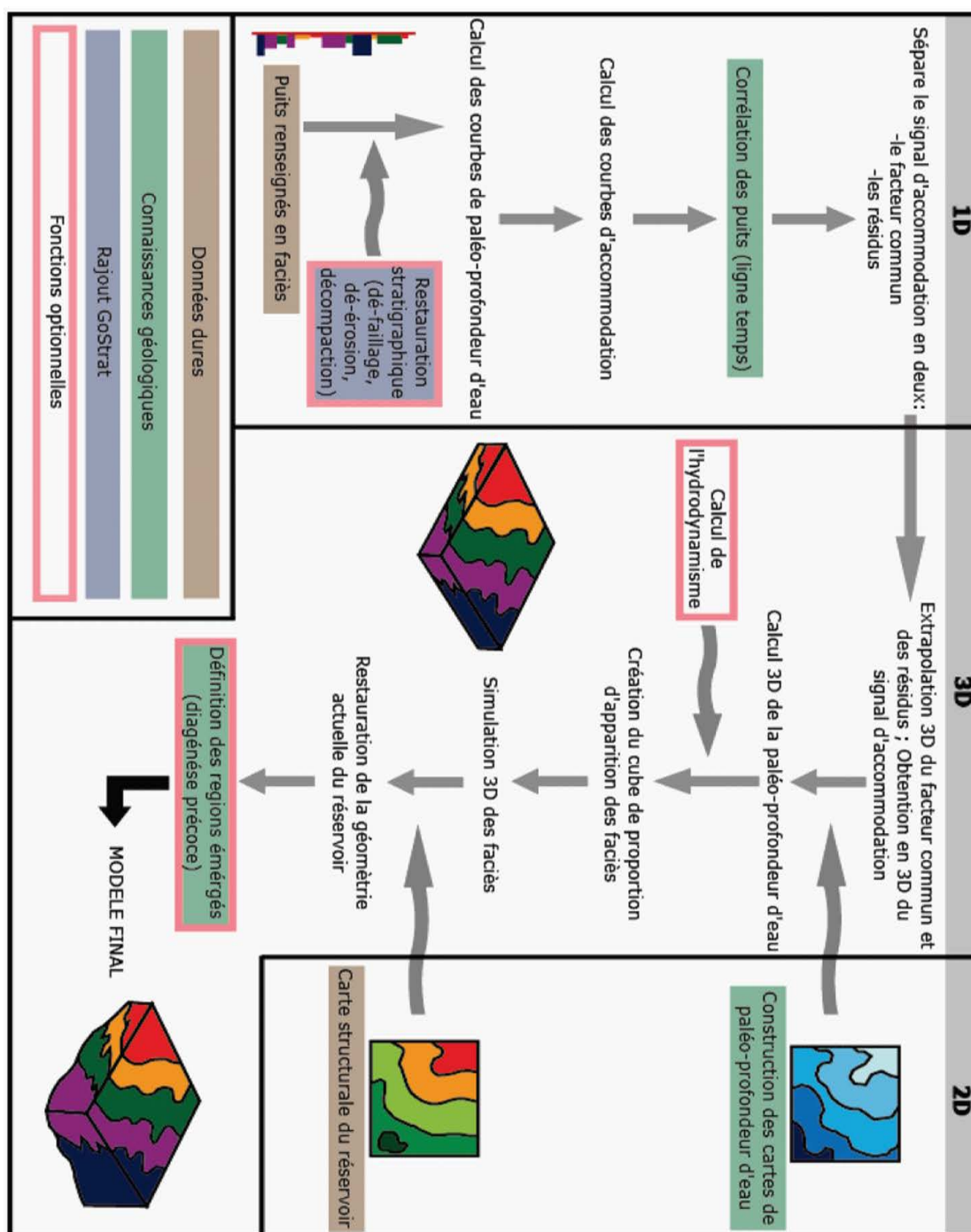


FIGURE 5.36 – Méthodologie suivie pour la construction numérique du modèle de dépôt.

Le Facteur Commun correspond à la partie du signal d'accommodation qui est commune à tous les puits tandis que le reste est appelé Résidus. Le Facteur Commun correspond à la somme de l'eustatisme et de la subsidence régionale par exemple, tandis que les Résidus sont dus à la subsidence différentielle.

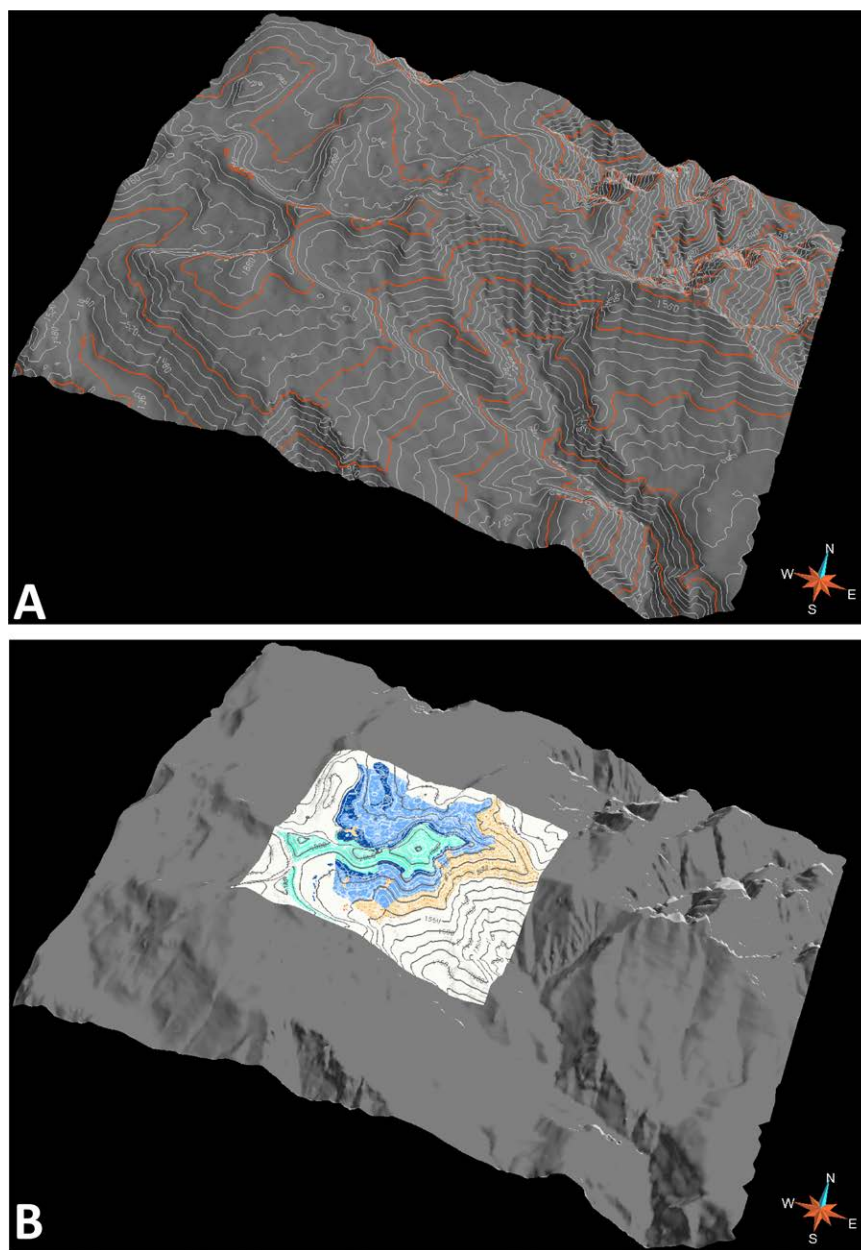


FIGURE 5.37 – Représentation sur le géomodeleur, Gocad, (A) du MNT seul et (B) la carte géologique simplifiée drapée sur le MNT.

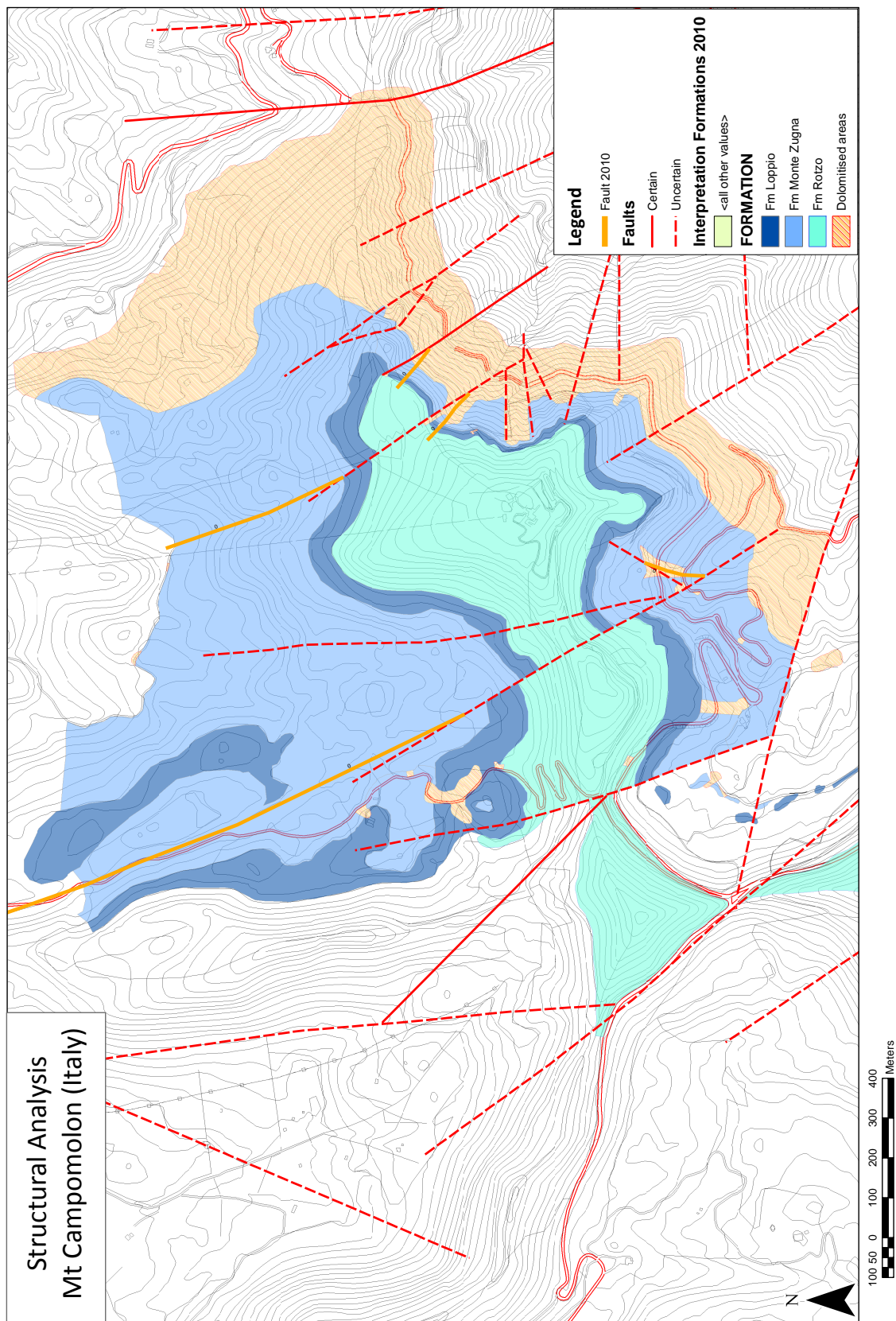


FIGURE 5.38 – Carte du réseau de failles sur le secteur de Mont Compomolon.

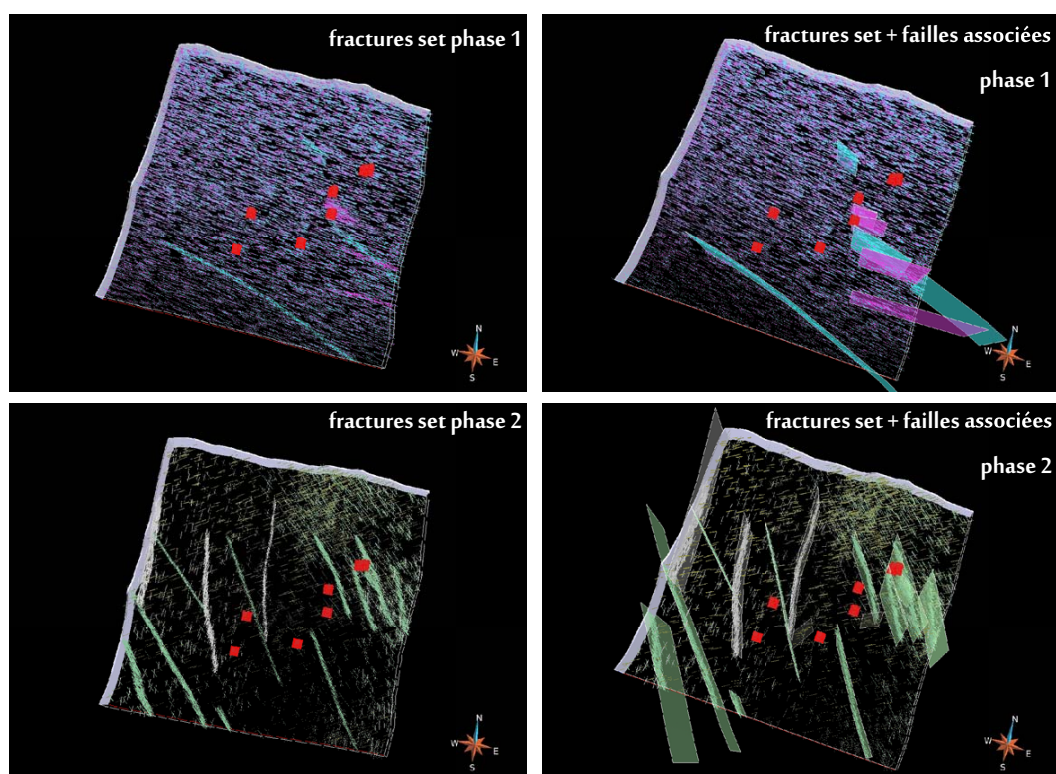


FIGURE 5.39 – Représentation du réseau de fractures utilisé sur le modèle numérique de Mont Compomolon.

Bien que les données dures telles que le tableau des associations de faciès soient identiques, les principales différences entre les deux modèles résident sur une meilleure connaissance du secteur et une meilleure prise en main des outils.

Deux outils ont été utilisés :

- StratUp¹⁷ a été utilisé pour la préparation des données aux puits et les propriétés associées telles que les associations de faciès et la détermination des valeurs de paléoprofondeur d'eau,
- Gostrat a été employé pour l'organisation des données, leur utilisation et la construction du modèle de dépôt à proprement parlé.

La détermination des plages de paléoprofondeurs a été estimée pour chaque association de faciès, cf. figure 5.40. A chaque faciès est attribué une distribution, de type gaussienne, en fonction du modèle sédimentologique. Il y a une très forte incertitude sur la paléoprofondeur de dépôt, ce qui se traduit par des plages assez larges. Comme règle générale appliquée, la définition des paléoprofondeurs relatives¹⁸ est plus importante que la définition des paléoprofondeurs absolues.

L'objectif étant de représenter le modèle de dépôt, il a fallu extrapoler la donnée concernant la dolomite. Il suffit de traiter chaque section concernée et de lui attribuer une plage de paléoprofondeur plus large qui sera traitée au moment du calcul du cube de proportion des faciès. L'absence d'information sur les puits se traduit par une plage de paléoprofondeurs

17. Module appartenant à WakeUp, logiciel développé par Total SA. Ce module a été utilisé pour définir et mettre en forme les évolutions de paléoprofondeur d'eau par association de faciès. Un des avantages de cet outil, outre l'utilisation intuitive, est son exportation aisée sur le géomodelleur.

18. ordre d'agencement des faciès le long du profil de dépôt.

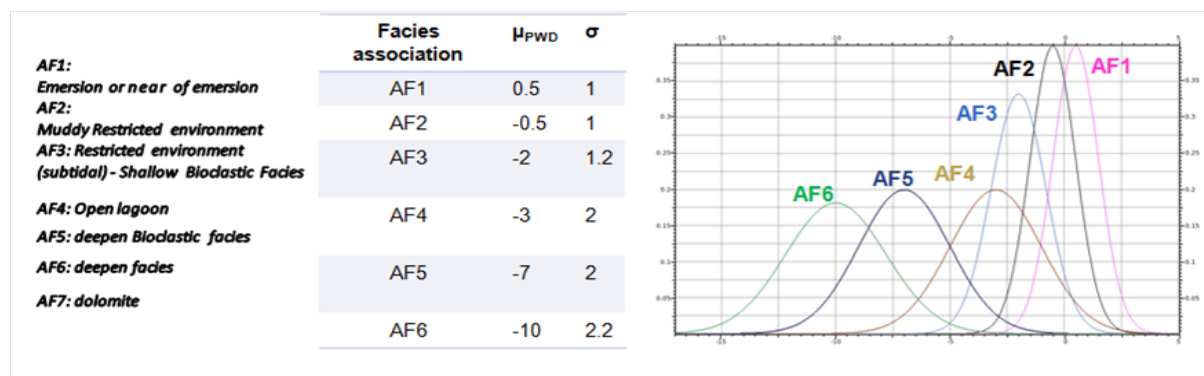


FIGURE 5.40 – Plages des paléoprofondeurs d'eau (PWD¹⁹) utilisées pour le modèle selon la moyenne et l'écart-type d'une distribution gaussienne.

d'eau très large couvrant toutes les plages possibles.

En correspondance des surfaces d'émersion (limite de séquence et de paraséquence), une valeur de paléoprofondeur positive est attribuée, correspondant à l'amplitude estimée de l'émersion. A partir des faciès aux puits, une courbe d'évolution de la paléoprofondeur d'eau est obtenue pour chaque puits et servira à calculer l'accommodation. A partir des valeurs de l'accommodation, un cube de proportion des faciès est calculé. Ce cube détermine par couche (ou layer pour un modèle numérique) et selon la verticale, la probabilité d'apparition de chaque faciès par cellule.

Le modèle final comporte une centaine de couches. La figure 5.41 montre le modèle de dépôt obtenu renseigné en faciès. Ce dernier correspond à une réalisation de simulation géostatistique utilisant la méthode de simulation gaussienne séquentielle (SGS). Le modèle de dépôt obtenu peut être discuté.

Les données initiales (les sections) sont essentiellement le long d'un transect, il serait utile à l'avenir d'essayer de collecter quelques données supplémentaires (forer des puits par exemple) selon la direction perpendiculaire à ce premier transect; faute de temps et de moyen alloué pour, ce travail n'avait être réalisé.

Ce modèle suit bien les hypothèses émises notamment, du bas au sommet du modèle, la probabilité d'apparition des faciès de la formation Rotzo devient de plus en plus élevée.

Un troisième modèle a été également construit mais seulement d'un point de vue structural. Ce dernier a été obtenu sur le géomodelleur *SKUA*[®] 2011²⁰, cf. figure 5.42. La différence avec les modèles précédents est la représentation du jeu de failles. Faute de temps le modèle de dépôt n'a pas été représenté.

5.3 LE MODÈLE DIAGÉNÉTIQUE DE MONT COMPOMOLON

Cette section s'articule en trois parties. La première partie présente les analyses effectuées en laboratoire et les observations faites en lames minces sur les dolomies de Mont Compomolon. Ces analyses regroupent celles réalisées entre 2006 et 2008 (Di-Cuia et al. 2011) et en 2010. La seconde et troisième partie concernent le paramétrage et la modélisation des principales réactions diagénétiques du secteur.

20. Depuis 2009 *Gocad*[®] est devenu *SKUA*[®], bien qu'il existe encore des versions post 2009. Nom tiré de l'oiseau de mer le skua.

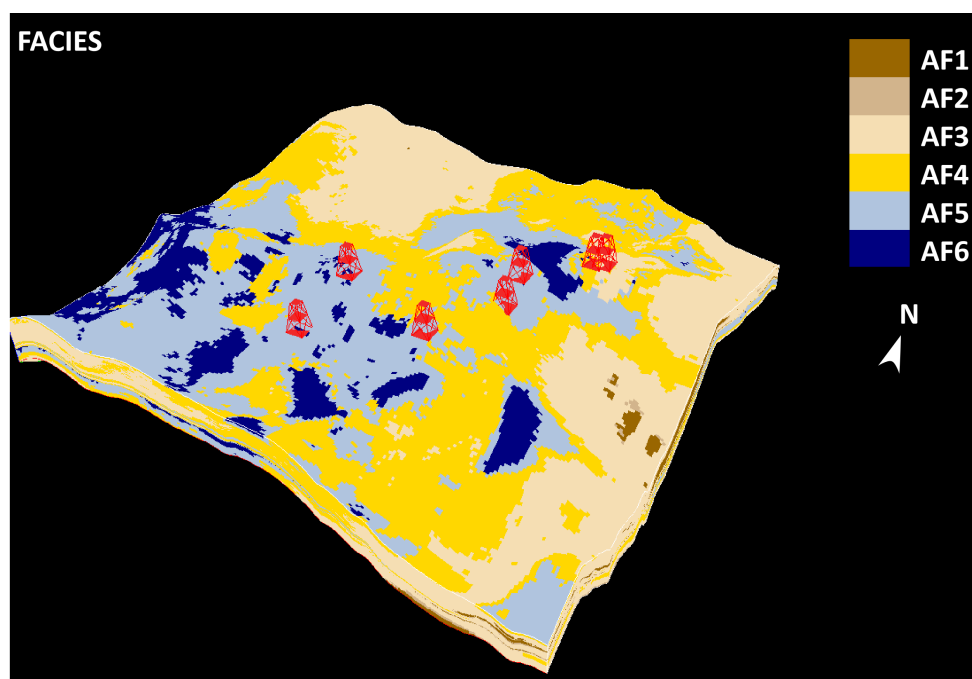


FIGURE 5.41 – Représentation du modèle numérique 3D déformé à l'actuel renseigné en faciès. Note : en rouge sont représentés les puits utilisés obtenus à partir des sections levées.

FIGURE 5.42 – Représentation du modèle structural 3D déformé construit sous SKUA®2011.

5.3.1 Les analyses diagénétiques

Deux campagnes de collecte de données ont eu lieu sur ce secteur depuis 2006. Initialement, ce dernier a été étudié, avec trois autres secteurs du plateau d'Asiago de 2006 à 2008, pour comprendre la formation des corps dolomitiques associés au corridor de fractures.

5.3.1.1 Description de la base de données

De 2006 à 2008, une coupe avait été levée, deux carottes forées. Des analyses pétrographiques, géochimiques et l'analyse sur les inclusions fluides avaient également été effectuées sur les corps dolomitiques ou à proximité, cf. annexe II 6 C.7.

Afin de compléter cette base de données, des analyses minéralogiques, cf. annexe II 7 C.9 C.10, et géochimiques complémentaires ont été effectuées dans les roches carbonatées dolomitisées et non dolomitisées, cf. annexe II 6 C.8. Les résultats présentés combinent l'ensemble des données et travaux réalisés depuis 2006.

5.3.1.2 Description des analyses pétrographiques

Plusieurs types de dolomite sont identifiables sur le secteur :

- Calcaire légèrement dolomitisé, avec cristaux de dolomites isolés ;
- Dolomite souvent sucrosique stratifiée ;
- Dolomite sucrosique massive, affectant toutes les structures sédimentaires ;
- Brèche de dolomite cimentée par une matrice dolomitique et /ou de la saddle dolomite ;
- Brèches de dolomite avec quelques clastes (1–10cm), entourés d'un ciment de saddle dolomite (résultat d'une dissolution collapsée) ;
- Dolomite très poreuse avec vacuoles et pores biomoldiques (mm – cm) avec deux générations de ciment : intérieur en saddle dolomite et extérieur en calcite. Ce type de corps usuellement se présente sous forme de lentille à l'intérieur d'un ou plusieurs lits stratigraphiques de longueur maximum 10–15 m et d'épaisseur de 0.2 à 2 m.

De manière générale, le front dolomitique n'est pas régulier. Le long de certaines failles la migration verticale du front dolomitique est remarquable, allant jusqu'à former des reliefs particuliers de dolomites assez spectaculaires. Ces derniers, avec une largeur autour de 50–60 m et une hauteur de plus de 100 m, peuvent atteindre la formation de Loppio et même au-delà jusqu'à la formation Rotzo. À partir de ces reliefs dolomitiques, la dolomitisation affecte latéralement les faciès et notamment le calcaire : dans la formation de Mt Zugna, les faciès préférentiellement affectés sont les plus micritisés.

Les quatre derniers types de dolomites, localisés à proximité des failles, laissent penser qu'au moins une phase de dolomitisation est liée à la circulation de fluides empruntant les corridors de fractures.

Description des associations de faciès dolomitiques. Une classification des faciès associée à la dolomitisation a été réalisée. Cette dernière se base sur les classifications proposées par Dunham (1962) et par Sibley et Gregg (1987). Quatre associations de faciès ont été établies, cf. figure 5.43.

Microfaciès D1. Cette association de faciès comprend les calcaires faiblement à non dolomitisés et a été interprétée comme ayant une origine très précoce, cf. figure 5.44. Les faciès de type mudstone-wackestone sont les plus fortement touchés par une dolomitisation précoce, où le faciès d'origine est souvent préservé. Ces faciès sont caractérisés par une matrice péloïdale, présentant parfois des structures fenestrées (faciès de type AF1b). Des processus de








Calcaires	Dolomites	
	Unimodal	Polymodal
 D1 Porosité <1%	 D2	 D3
 D1 –D2 1%<Porosité <5%	 D2-D3	 D3-D4  D4

FIGURE 5.43 – Illustration de la classification d'association des microfaciès diagénétiques.

dissolution de coquilles y sont communs avec des remplissages de type géopétal.

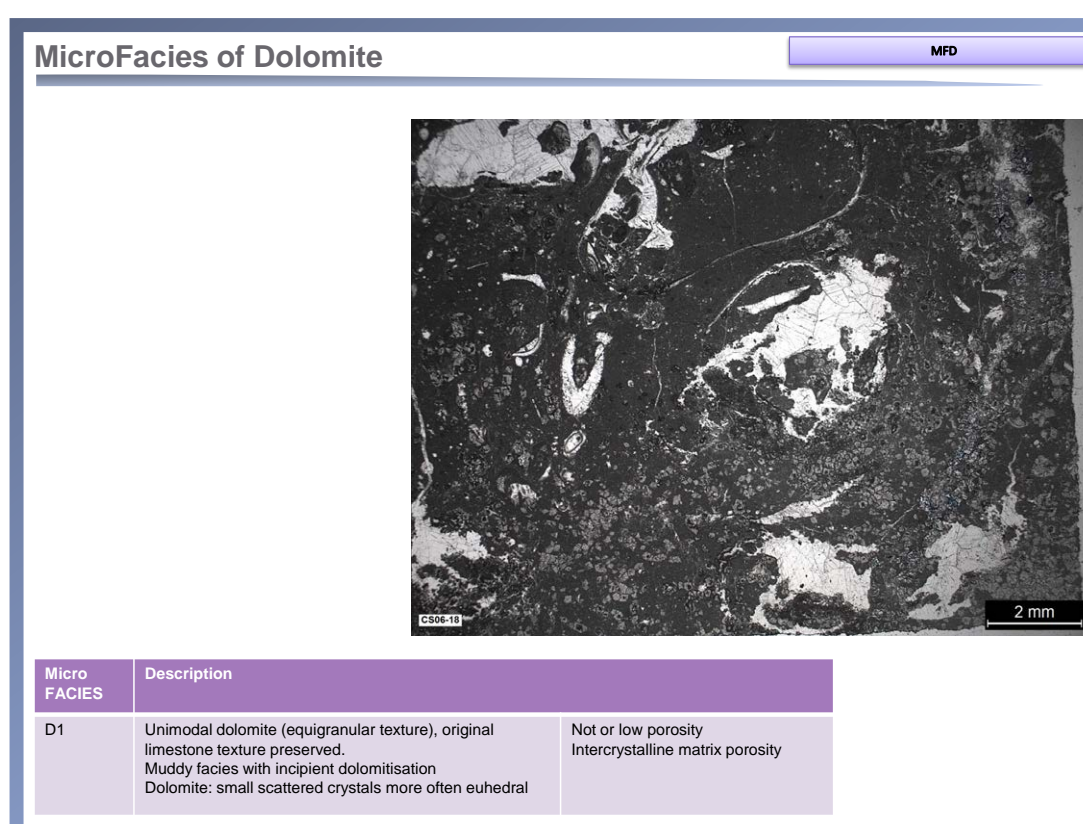


FIGURE 5.44 – Illustration de l'association du microfaciès D1.

Microfaciès D2. Cette association de faciès est caractérisée par une dolomite unimodale, uniforme formée de grains fins à moyen (quelques microns), cf. figure 5.45. Ces dolomites, de structure de type anhédrale et de taille réduite, ont probablement eu une croissance cristalline simultanée, associée à un évènement de dolomitisation. De manière générale, ce type de faciès n'a pas développé de système poreux.

Microfaciès D3. La principale différence de cette association par rapport aux deux premières est son caractère polymodal, cf. figure 5.46.

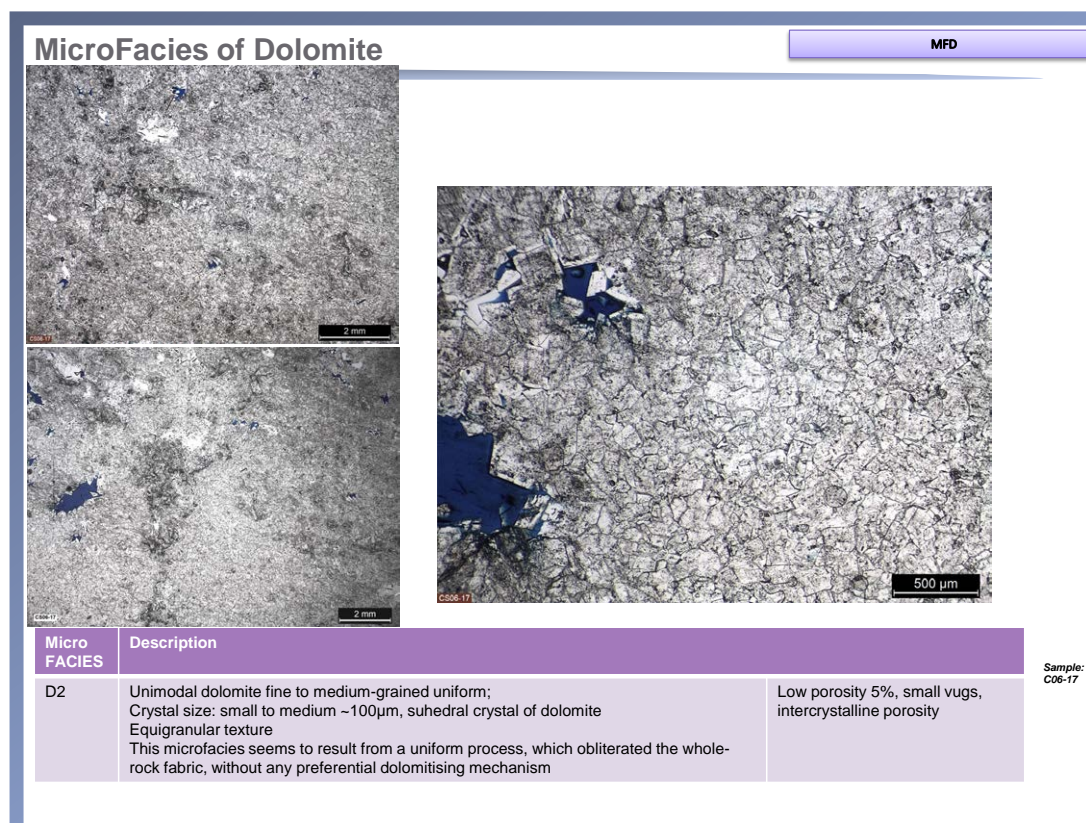


FIGURE 5.45 – Illustration de l'association du microfaciès D2.

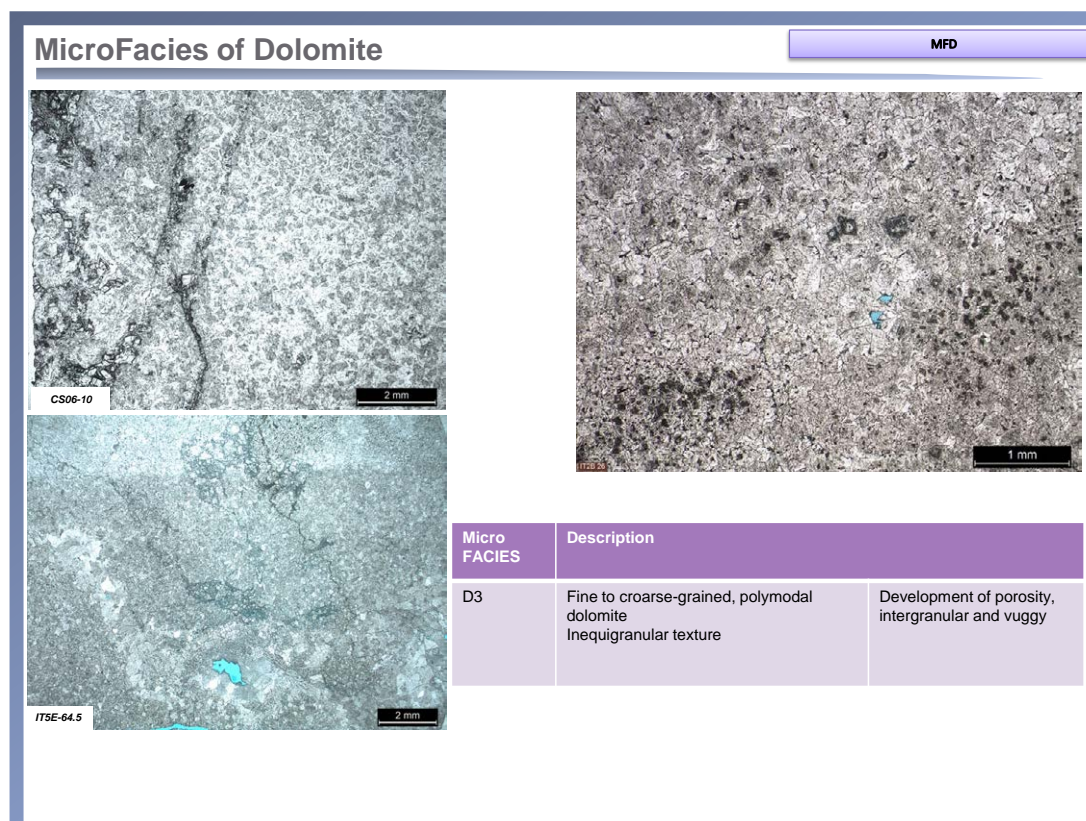


FIGURE 5.46 – Illustration de l'association du microfaciès D3.

Elle est caractérisée par des dolomites de grains fins à grossiers, avec une distribution de rhomboédres non-uniformes. Cette texture polymodale montre la présence de réseaux poreux et/ou de ciments dolomitiques de type saddle. La porosité qui s'y développe est soit intergranulaire soit vacuolaire. De fréquentes zonations sont observées autour des rhomboédres de ciments dolomitiques, cf. figure 5.47 et 5.48.

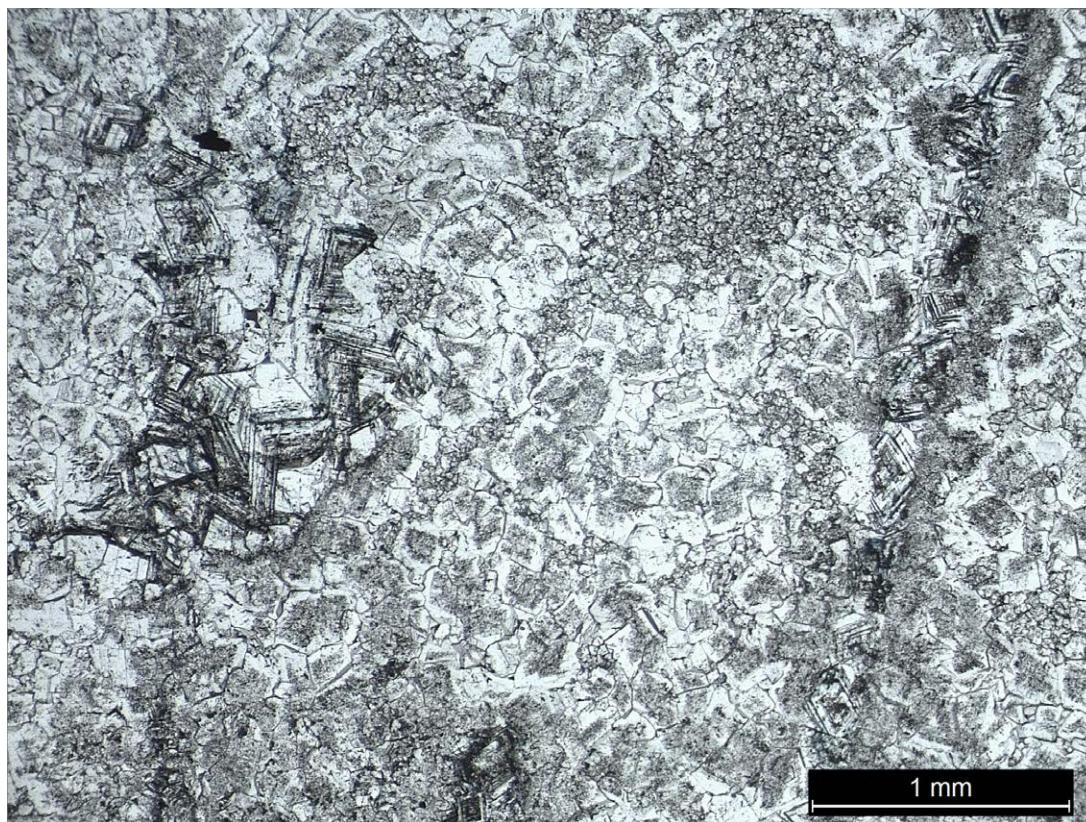


FIGURE 5.47 – Illustration de l'association du microfaciès D3 et des zones de croissance des ciments de dolomite (échantillon - Section o6).

Microfaciès D4. Cette association de faciès comprend des dolomites polymodales de grains fins à grossiers avec une texture très proche du microfaciès D3, cf. figure 5.49. La différence porte sur la présence de ciments calcitiques et dolomitiques, type euhédral, bien développés.

Les ciments dolomitiques montrent parfois des caractéristiques différentes comme la présence d'inclusions, de transparences, de structures bréchiques et des tailles différentes. Elles sont soit dues à la circulation de fluides diagénétiques différents, soit associées à plusieurs phases de précipitation de ciments. La porosité de ce microfaciès peut aller de 1.5 à près de 10-15%. Les ciments occluent partiellement ou complètement par endroit la porosité vacuolaire et/ou intercrystalline. Dans la plupart des cas, le ciment dolomitique est de type saddle avec la courbure du rhomboèdre bien identifiable, cf. figure 5.50.

D'après l'étude pétrographique, les dolomites de brèche sont considérées comme l'expression d'un événement dolomitique particulier. En effet, certaines de ces brèches sont interprétées comme issues d'un événement tectonique. Des structures chaotiques plurimétriques et des clastes angulaires ont été identifiés, illustrant l'effet induit par la contrainte. Ces brèches diagénétiques montrent également des débris non angulaires, composés de dolo-

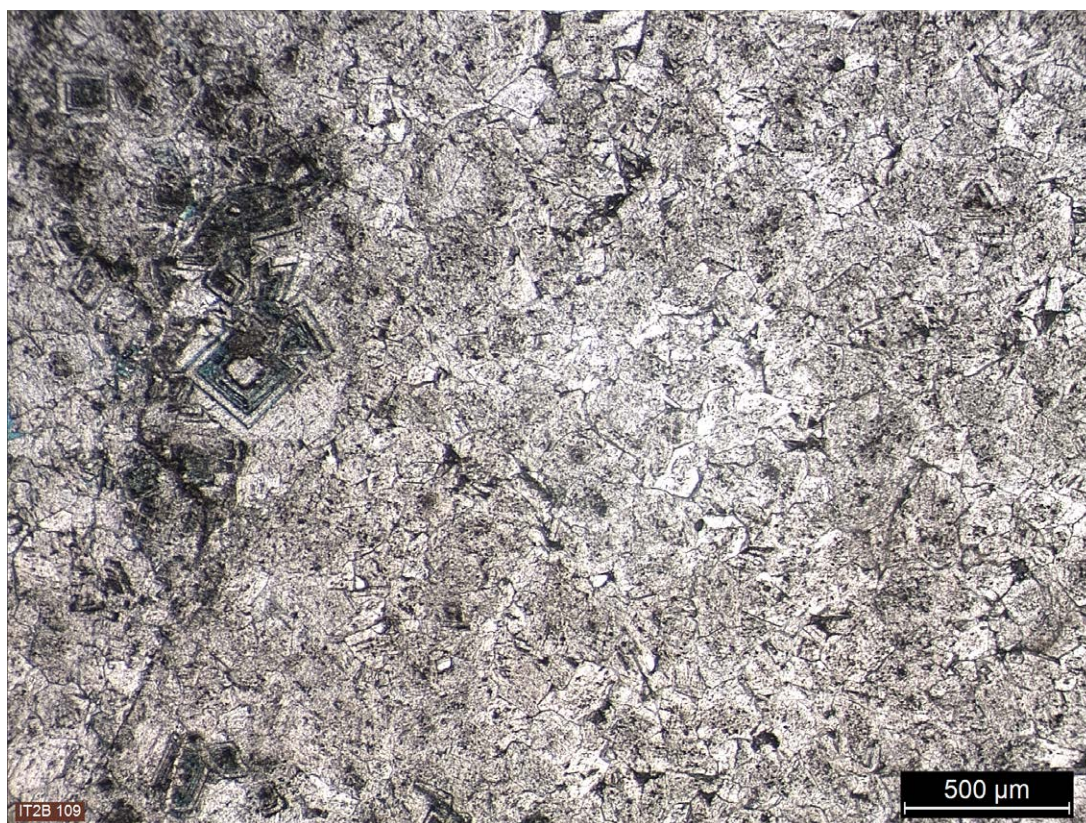


FIGURE 5.48 – Illustration de l'association du microfaciès D₃ et des zones de croissance des ciments de dolomite (échantillon : carotte IT 2B).

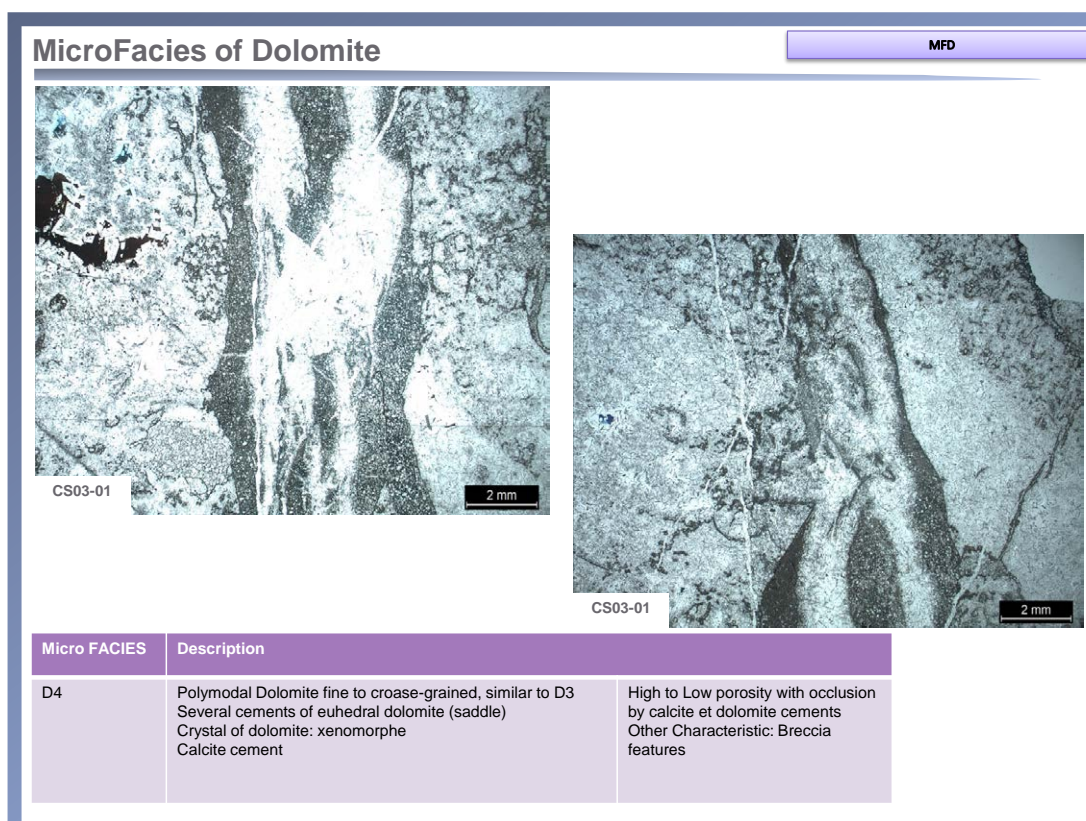


FIGURE 5.49 – Illustration de l'association du microfaciès D₄.

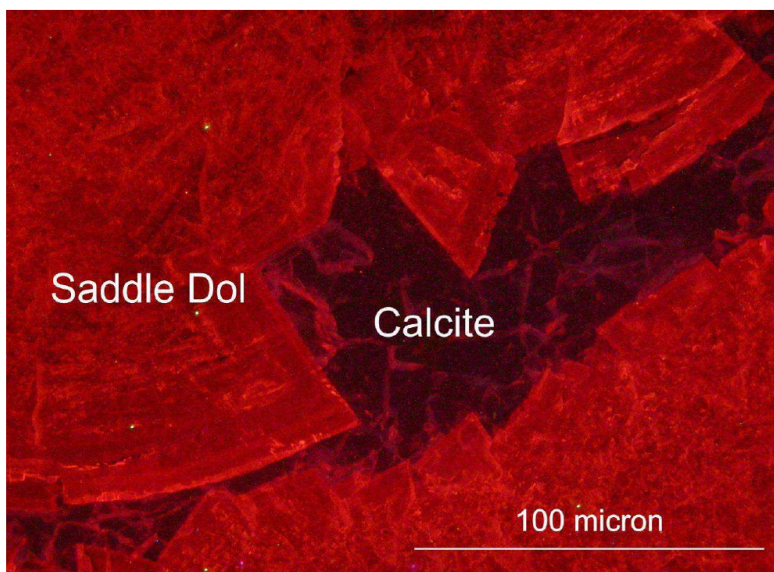


FIGURE 5.50 – Illustration de la dolomite de type saddle en cathodoluminescence. (Échantillon : Rotzo secteur).

mite unimodale et polymodale, entourés par un ciment, cf. figure 5.51.



FIGURE 5.51 – Illustration de la dolomite de type bréchique avec débris arrondis composés de dolomites.

Description des rhomboèdres de dolomite. Différentes phases minéralogiques ont été identifiées lors de l'étude de la dolomite. Les observations en lames ont montré que le secteur est caractérisé par une même évolution paragenétique. Quatre phases cristallines ont été identifiées, distribuées différemment dans les quatre associations de microfaciès diagénétiques : cristaux de dolomite (notés Dc 1,2 et 3), et de calcite (Cc4), cf. figures 5.52 et 5.53, cf. tableau 5.4.

Observations en cathodoluminescence. L'analyse en cathodoluminescence a permis de suivre le schéma évolutif de la dolomite. Les échantillons du membre intermédiaire montrent une légère luminescence. De manière générale, au maximum trois épisodes ont été mis en évidence. Ce qui suit résume les principales observations, cf. figure 5.54 :

- La luminescence de la dolomite de remplacement est terne voir éteinte ;

TABLE 5.4 – Description des ciments de dolomite et de calcite.

	Description	Caractéristiques
Dc1	Dolomite planaire subhédral, couleur sombre (en lumière transmise) Autour de 100 μm	Effets d'une diagenèse massive. Association de faciès: D2 le plus souvent.
Dc2	Dolomite planaire de subhédral à euhédral, couleur clair, en lumière transmise, avec parfois le cœur plus sombre (impuretés, inclusions fluides) De 100 à 500 μm	Probablement associé à une recristallisation de D1 ou d'un ciment de remplissage de pore ; Dc1 et Dc2 sont souvent associés. Précipitation qui suit celle de Dc1 en contexte de faible enfouissement.
Dc3	Dolomite de type e- planaire de 200 à plus de 500 μm . Zones de croissance identifiées en lumière transmise. Dolomite de type <i>saddle</i> est également présent (sans zonation)	Représente la dernière phase de ciment de dolomite, souvent associé aux phases de remplissage de porosité secondaire développée par la dissolution ou corrosion du ciment Dc2.
Cc4	Calcite de type sparitique de type équant et de remplissage de vide (<i>blocked calcite</i>) Taille supérieure à 1 mm le plus souvent	Dernier élément cimenté, représente la phase tardive de précipitation de ciment.

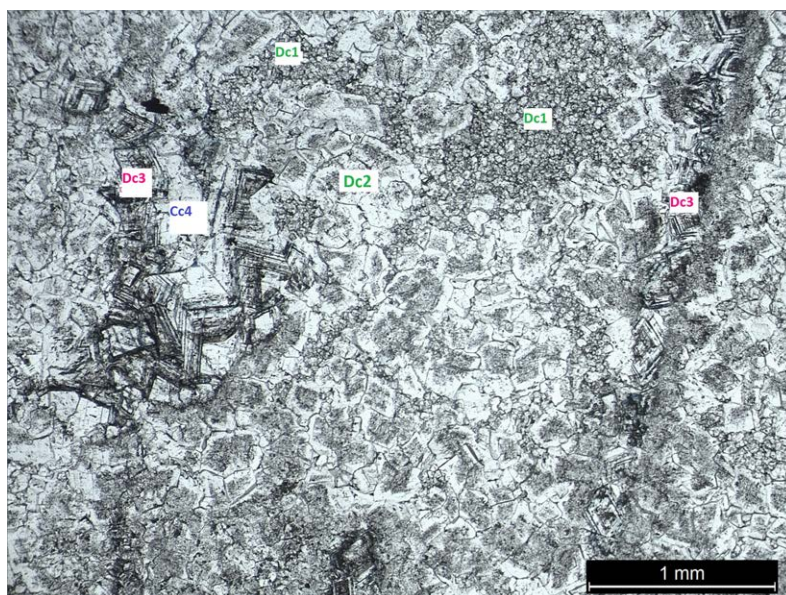


FIGURE 5.52 – Représentation de l'assemblage des cristaux de dolomites.

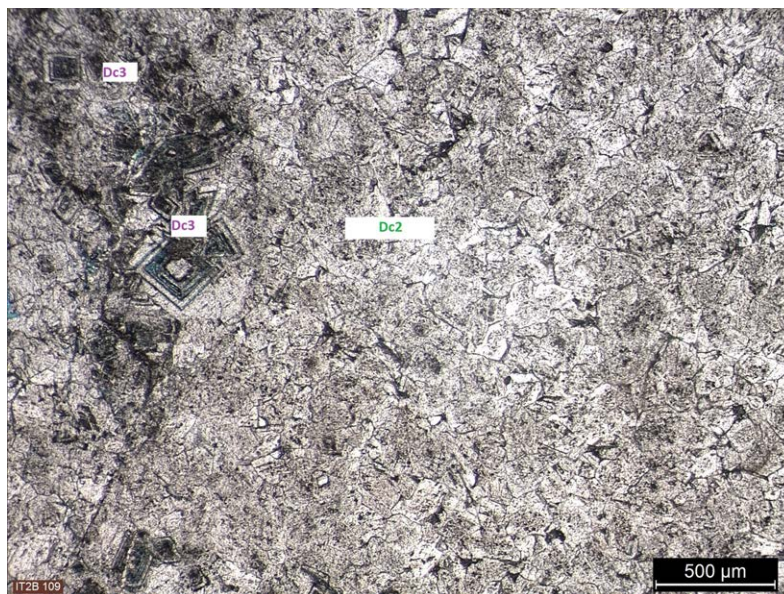


FIGURE 5.53 – Représentation de l'assemblage des cristaux de dolomites et de ciments calcitiques.

- Identification dans les ciments de dolomite des zones distinctes de luminescence, avec un coeur moins terne le plus souvent ;
- Les ciments de dolomite localisés dans les fractures ont une luminescence intermédiaire. Cette phase correspond souvent au développement de dolomite saddle ;
- Le contour des dolomites est souvent plus luminescent ;
- Phase tardive de cimentation calcitique avec l'absence de luminescence.

Description des corps dolomitiques. Comme expliqué précédemment, les corps dolomitiques ont fait l'objet d'une étude à part entière. Au total, huit corps dolomitiques ont été décrits, cf. planches 5.55 à 5.60 dont certains ont été publiés par Di-Cuia et al. (2011). Ces corps se distinguent sur le terrain ; ils forment un relief particulier et sont associés aux directions de failles et fractures.

En règle générale, ces corps verticaux ont une dimension de plusieurs mètres de hauteur et de largeur, allant respectivement en moyenne de 20 à 80 m et de 10 à 30 m. Globalement, ces corps ont une géométrie sans forme particulière, chaotique et sans organisation distincte. Ils sont composés essentiellement de débris de brèche, de dolomite massive avec par endroits une préservation du calcaire d'origine. Les microfaciès de dolomite prédominants dans ces structures sont souvent de type D2 et D3, tandis que le microfaciès D4 existe dans des proportions plus faibles.

Le corps dolomitique TOX, cf. planche I 5.55, a une hauteur de 30 m et une longueur de 40 m environ, mais ne fait qu'une dizaine de mètres de largeur. Il est essentiellement constitué du microfaciès D2 et a une faible porosité. Une de ses caractéristiques est son architecture sans forme définie où seule une faible zone stratifiée est identifiable. L'étude en lame mince a montré également l'existence de structures bréchiques.

Le corps dolomitique TOY, cf. planche II 5.56, localisé entre les sections levées 4 et 5, a pour dimension hauteur x largeur x longueur de 60-80 x 40 x 30 m. Les microfaciès majoritairement observés sont de type D2 et D3. La porosité est très faible et les vides sont caractérisés par la

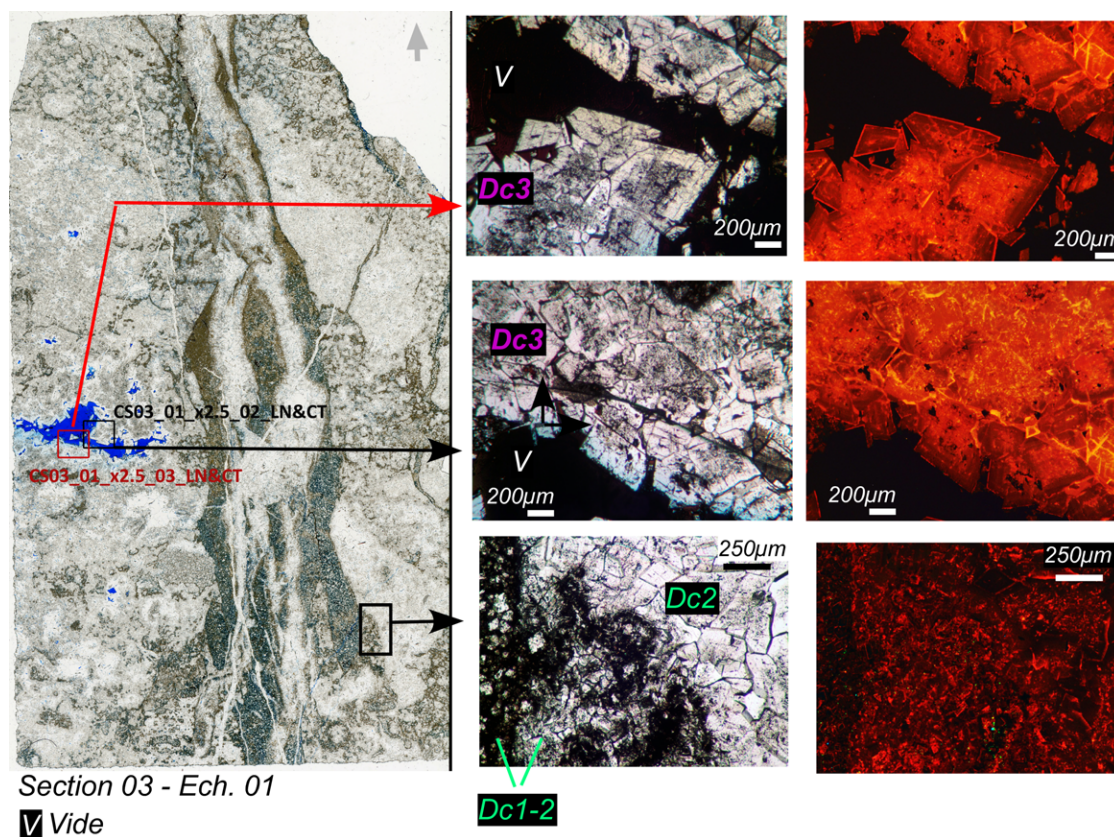
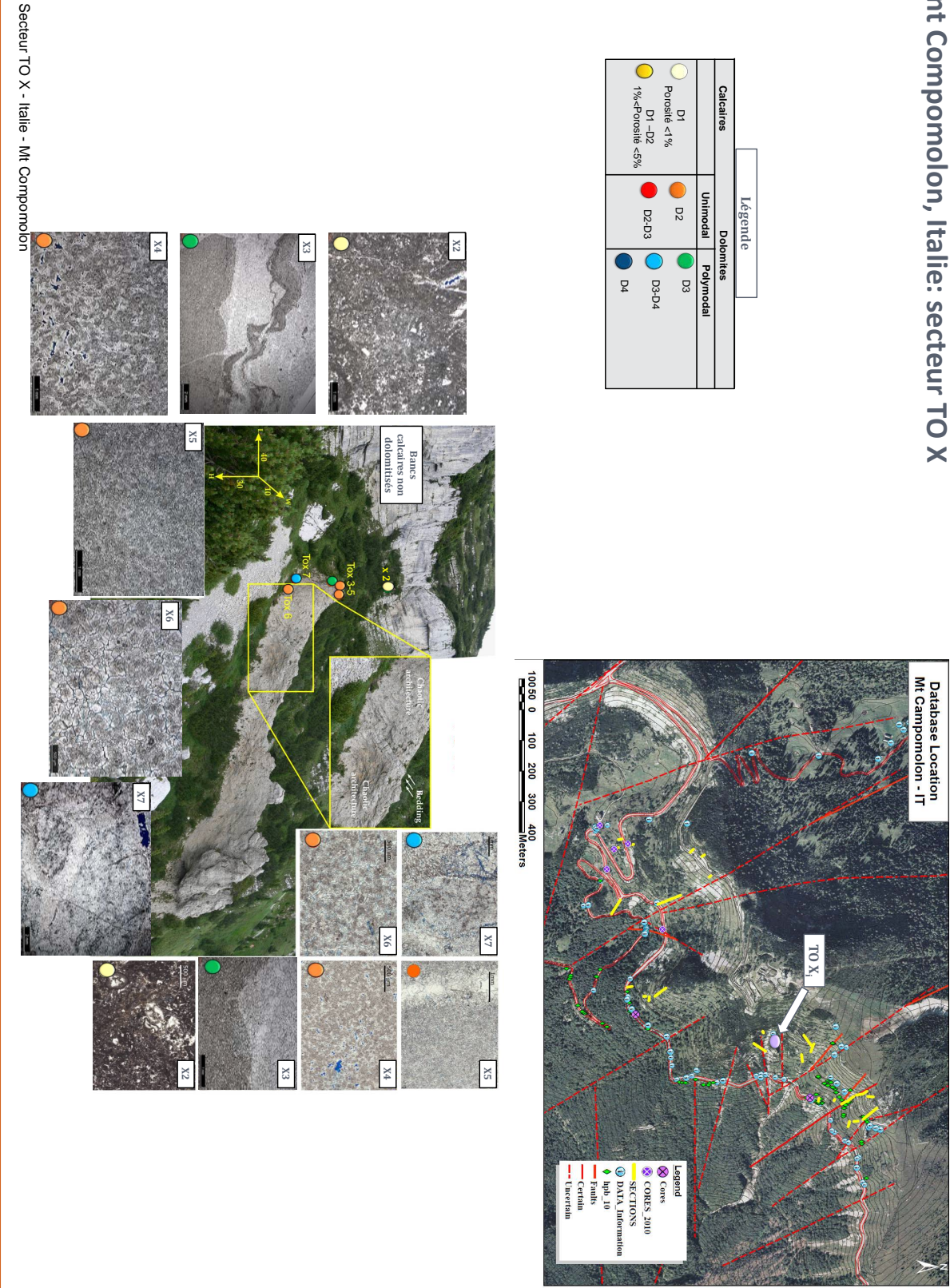
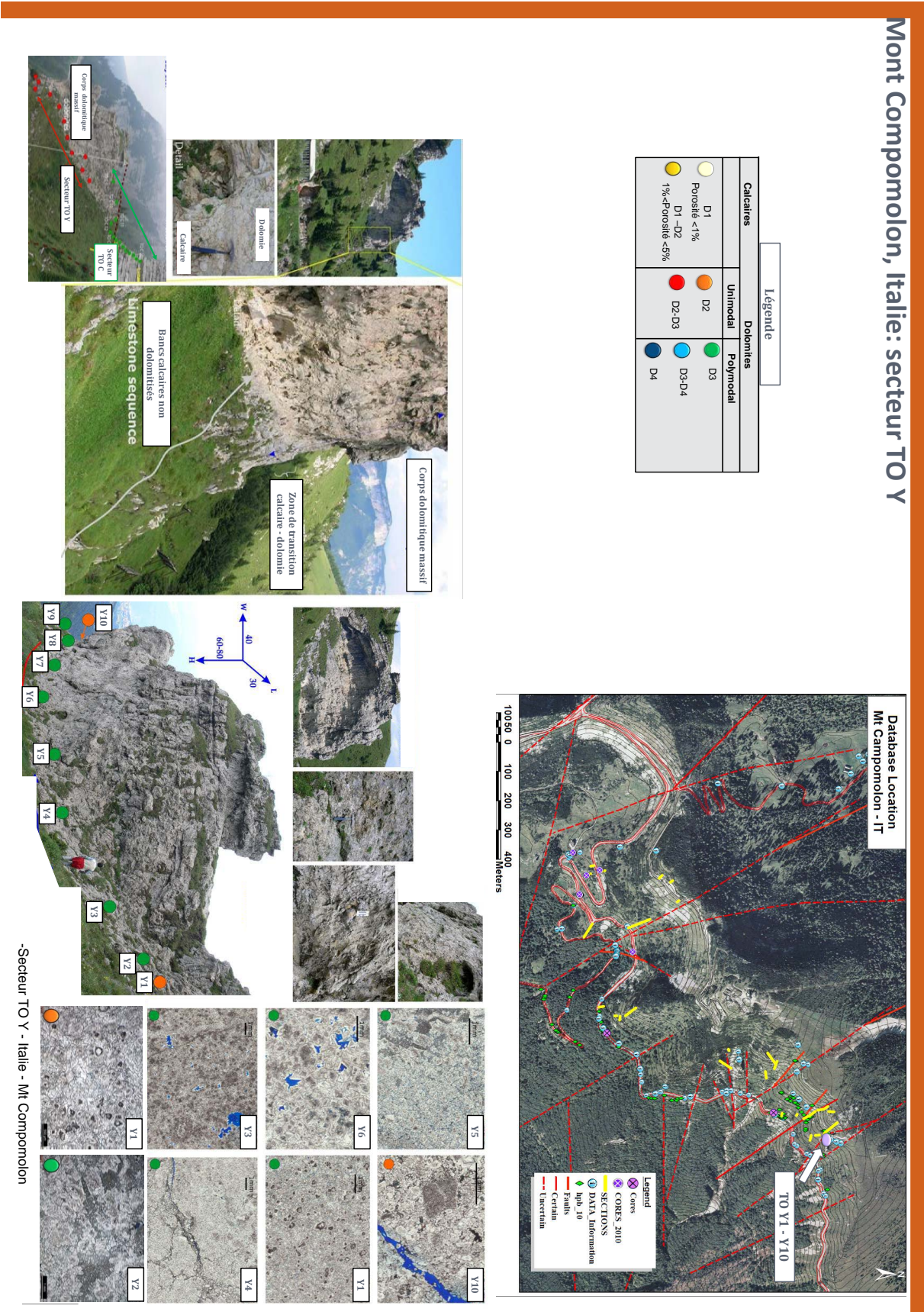


FIGURE 5.54 – Illustration des analyses en cathodoluminescence, sections 3 et 6.

Mont Compomolon, Italie: secteur TO X





(a)

FIGURE 5.56 – Planche II : Présentation du corps dolomitique TO Y localisé le plus à l’est du secteur à proximité de la section 7 le long d’un réseau de discontinuités.

présence de quelques ciments de dolomite seulement (absence de ciment calcitique). Des évidences d'éléments de brèches ont été identifiés sur cet objet. La dolomite est présente selon les deux types de mode. Les éléments ont une dimension de quelques millimètres à quelques dizaines de centimètres avec une forme le plus souvent arrondie. En lame mince, la matrice dolomitique de couleur grise montre un aspect sucrosique avec quelques éléments argileux (associés probablement à des dépôts inter-lit non dolomités).

Le corps dolomitique TOW, cf. planche III 5.57,a pour dimension hauteur x largeur x longueur de 20 x 10 x 3-8 m. Il est caractérisé par un faciès dolomitique homogène, de type sucrosique, souvent unimodal et des microfaciès type D1 et D2. La porosité, de type matricielle, est assez faible (autour de 0.7 % en moyenne), à l'exception de quelques échantillons appartenant à la formation intermédiaire (Loppio), où les mesures ont montré près de 10 % de porosité. L'étude du corps dolomitique montre un passage latéral progressif de l'intensité de la dolomitisation, du coeur à la périphérie. Cette variation est enregistrée sur près de 15m atteignant les formations intermédiaire et inférieure. Ces observations laissent penser que le ou les fluides dolomitants couvrent toutes les séquences indifféremment mais développent des figures diagénétiques suivant des critères sédimentaires. Ces indications révèlent que le passage du fluide est associé à un mouvement vertical avec un impact latéral existant mais limité.

Le corps dolomitique TOJ, cf. planche IV 5.58, présente deux zones distinctes par leur caractéristique et leur organisation interne. La zone, TO12, est caractéristique d'une dolomite plus massive sans organisation particulière où des drains éventuels n'ont pas été préservés. Les deux secteurs présentent des faciès de type D2 et D3, avec des débris de brèches allant jusqu'à une dizaine de centimètres. TOJ et TO12 sont deux corps déformés par la tectonique. De plus, des assemblages de minéraux individualisés et/ou en nodules ont été identifiés par endroits, tels que l'hématite, des sulfures, de la dolomite et de la calcite. Ces minéralisations sont présentes dans les vides ou en remplacement minéralogique associé à des joints, confirmant ainsi la circulation de fluide le long des discontinuités (joints stratigraphiques, fractures).

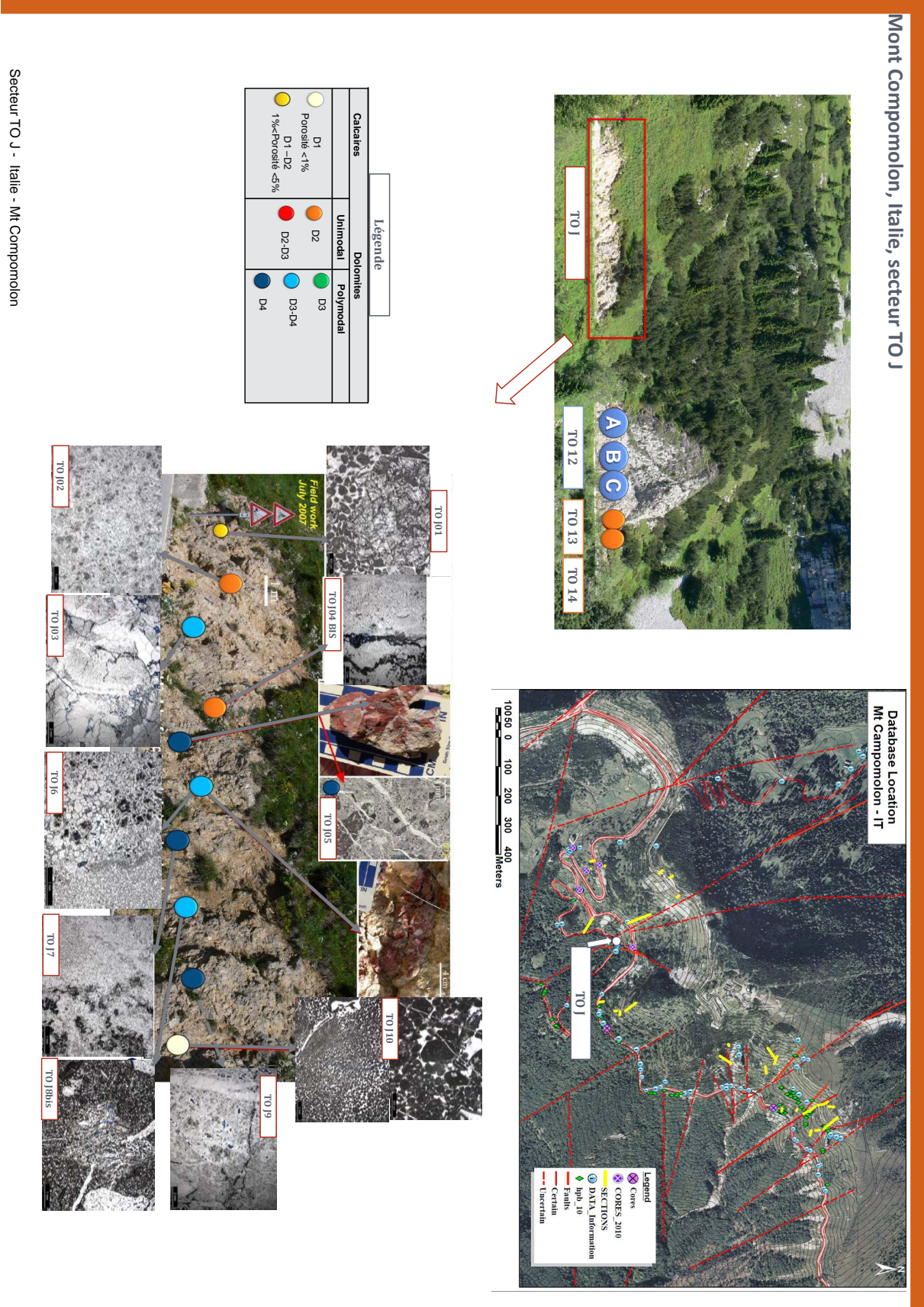
Le corps dolomitique TOB, cf. planche V 5.59, localisé au bord de la route à proximité de la section 1, montre une dolomitisation stratifiée. Cette dernière présente un microfaciès le plus souvent de type D1–D2. La limite entre le calcaire et la dolomie est bien identifiable sur le terrain.

Le corps dolomitique TOC, cf. planche VI 5.60, est localisé principalement à proximité des sections 6 et 7. C'est un corps dolomitique massif altéré, relativement poreux (autour de 10 %) d'après les mesures antérieures. Les microfaciès identifiés sont principalement de type D1 et D2. La transition dolomie–calcaire est identifiable sur quelques mètres avec une forte variation de faciès.

À l'échelle de l'affleurement, les faciès calcaires ont un comportement rhéologique différent. Suivant la déformation :

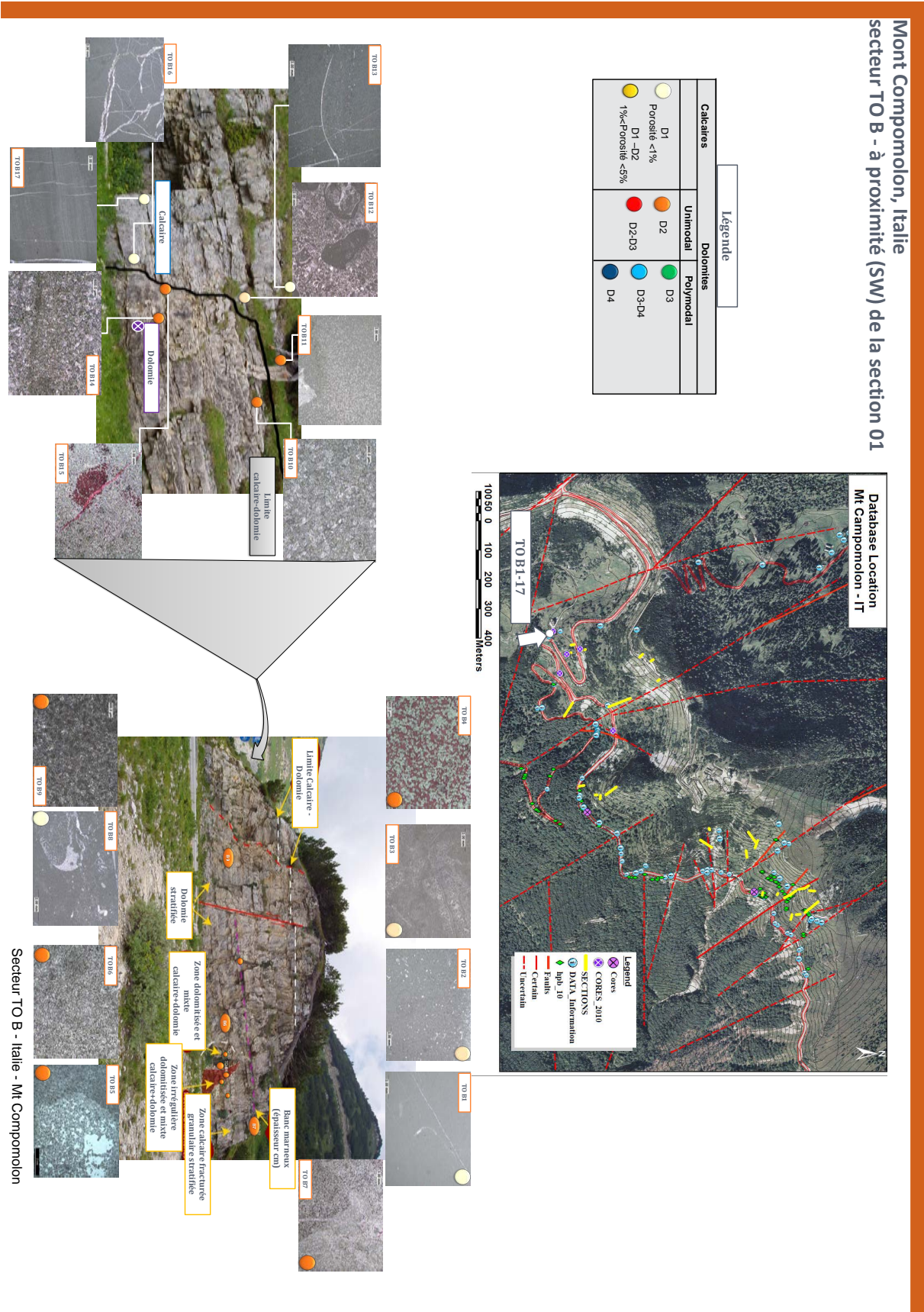
- Les mudstones présentent de nombreux joints verticaux augmentant ainsi la perméabilité effective ;
- Les faciès granulaires (type grainstone - packstone) présentent des joints plus épars et plus grands que les faciès plus micritiques ;
- Le front dolomitique est remarquable, la limite dolomite/calcaire est nette ;
- Les stylolites constituent une barrière de dolomitisation remarquable ;

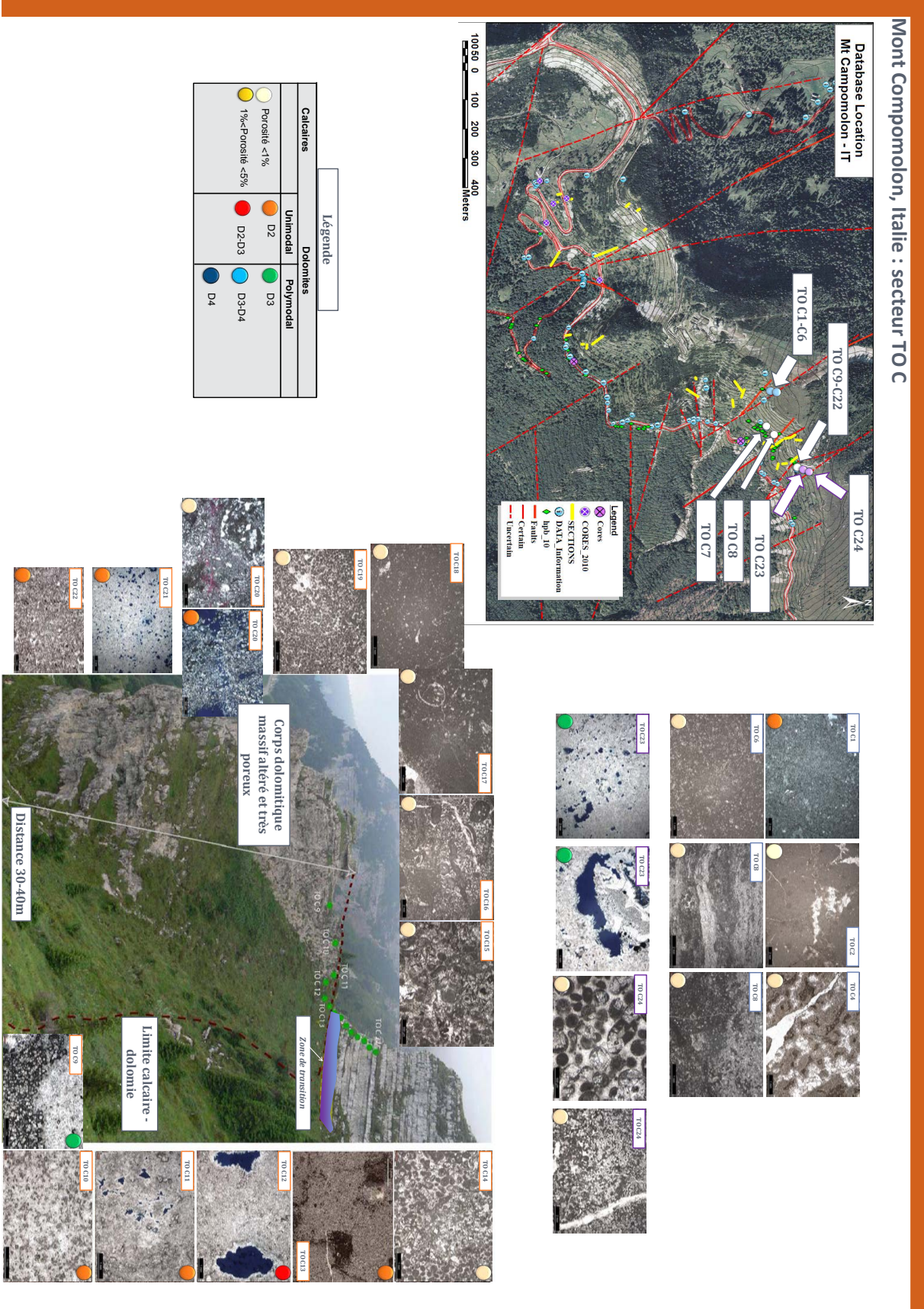




(a)

FIGURE 5.58 – Planche IV : Présentation du corps dolomitique TO J, localisé à proximité de la zone basale de la section, entouré d'un réseau de failles.





- Une dolomite est souvent poreuse, entourée d'une dolomite massive ou stratifiée et non exclusivement par les calcaires. Une formation de dolomites différentes mais sub-contemporaines peut être une interprétation ;
- L'observation de joints et failles recoupant les dolomites indique que la dolomitisation est antérieure aux dernières phases tectoniques ;
- Les failles sont essentiellement normales ou décrochantes.

5.3.1.3 Les composants majeurs et traces

Des analyses minéralogiques ont été effectuées au centre d'analyse minérale (CAM) de l'université de Lausanne, comme pour l'étude des Gorges du Nan.

Méthode. Les dosages se font sur des pastilles de poudre pressées (4 cm de diamètre) pour les éléments traces et sur des pastilles fondues pour les éléments majeurs. Les analyses sont réalisées par fluorescence RX à anode au Rhodium (Rh). Les limites de détection se situent autour de 0.01 % pour les éléments légers ou majeurs et de 1 à 9 ppm pour les éléments lourds ou traces. Les modes opératoires ont été ajoutés en Annexe cf. A.2 et A.3.

Les composants majeurs. Cf. figures A, B et C de ?? à ??.

Les échantillons les plus dolomitiques se situent à la base des sections 6 et 3, les carottes 2B et 5E. Le magnésium est présent dans ces derniers avec des proportions allant de 18.09 à 20.57 wt.%²¹, soit une moyenne de 19.18 wt.%, cf. graphiques A et B. La silice est présente en faible quantité, excepté pour l'échantillon 5E-71 de la carotte 5E avec un pic de 71.35 wt.%, cf. graphique B. Dans ce cas, les analyses ont été effectuées dans un remplissage tardif de quartz. Le manganèse est présent en faible quantité autour entre 0.01 et 0.02 wt.% pour l'ensemble des échantillons collectés, cf. graphique C. En revanche, la quantité moyenne de fer est de 0.18 wt.% pour des valeurs allant de 0.04 à 0.38 wt.% (variance égale à 0.01), cf. graphique C. Pour les échantillons dolomitiques la teneur en fer est en moyenne égale à 0.26 wt.% tandis que pour les échantillons faiblement à non dolomitisés, la teneur de fer est égale en moyenne à 0.13 wt.%, cf. graphique C.

Les éléments traces. Les plus communément étudiés dans les roches dolomitiques sont le strontium, le sodium, le fer et le manganèse. Le fer a été décrit au paragraphe précédent. Le manganèse et le sodium sont présents avec des quantités proches des valeurs en dessous du seuil de détection. Les valeurs de ces éléments alternent entre 0.01 et à 0.02 wt.%. Les valeurs du strontium sont comprises entre 71 et 241 ppm, cf. 5.64 B et C. Les résultats du graphique C montrent que les échantillons les plus dolomitisés (losanges couleur fuschia) ont les plus faibles valeurs en strontium.

5.3.1.4 Description des analyses géochimiques et des inclusions fluides

Les isotopes stables. Deux campagnes de mesure ont été effectuées sur ce secteur. La figure 5.65 montre l'ensemble des données. Le graphique A correspond aux valeurs isotopiques de la calcite tandis que le graphique B correspond aux valeurs isotopiques de la dolomite. Le graphique C est une combinaison des graphiques A et B. La distinction entre les échantillons dolomitisés et non dolomitisés est peu évidente pour un rapport isotopique en carbone proche des valeurs positives.

La composition isotopique des dolomites varie, telle que : $\delta^{18}\text{O} = -0.70$ à $-7.63^0/_{00}$ et

21. wt.% = weight percent, 1wt.% = 10 000 ppm

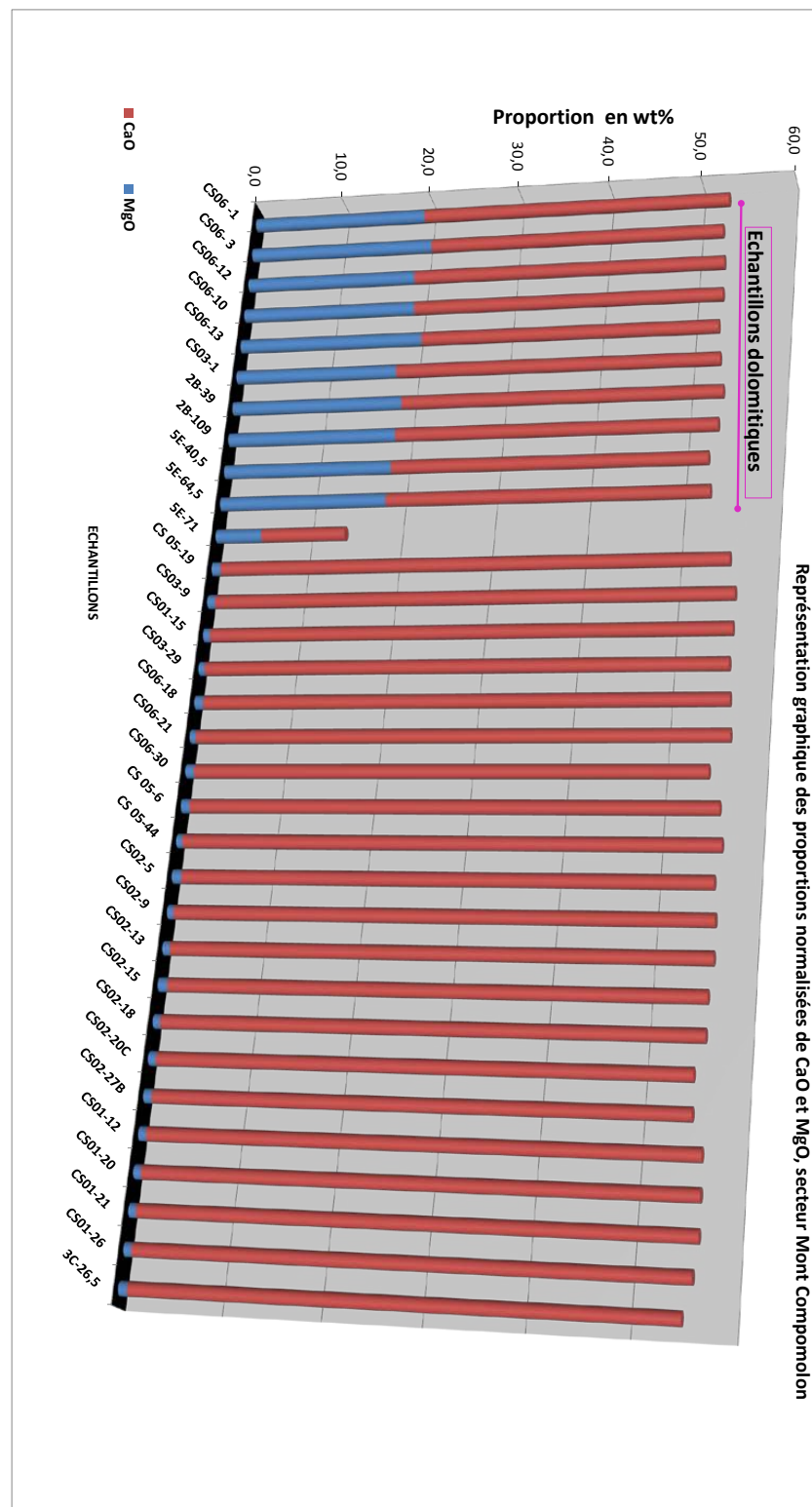


FIGURE 5.61 – Histogramme des oxydes de calcium et de magnésium (bleu) sur l'ensemble des échantillons et plugs du secteur Mont Compomolon.

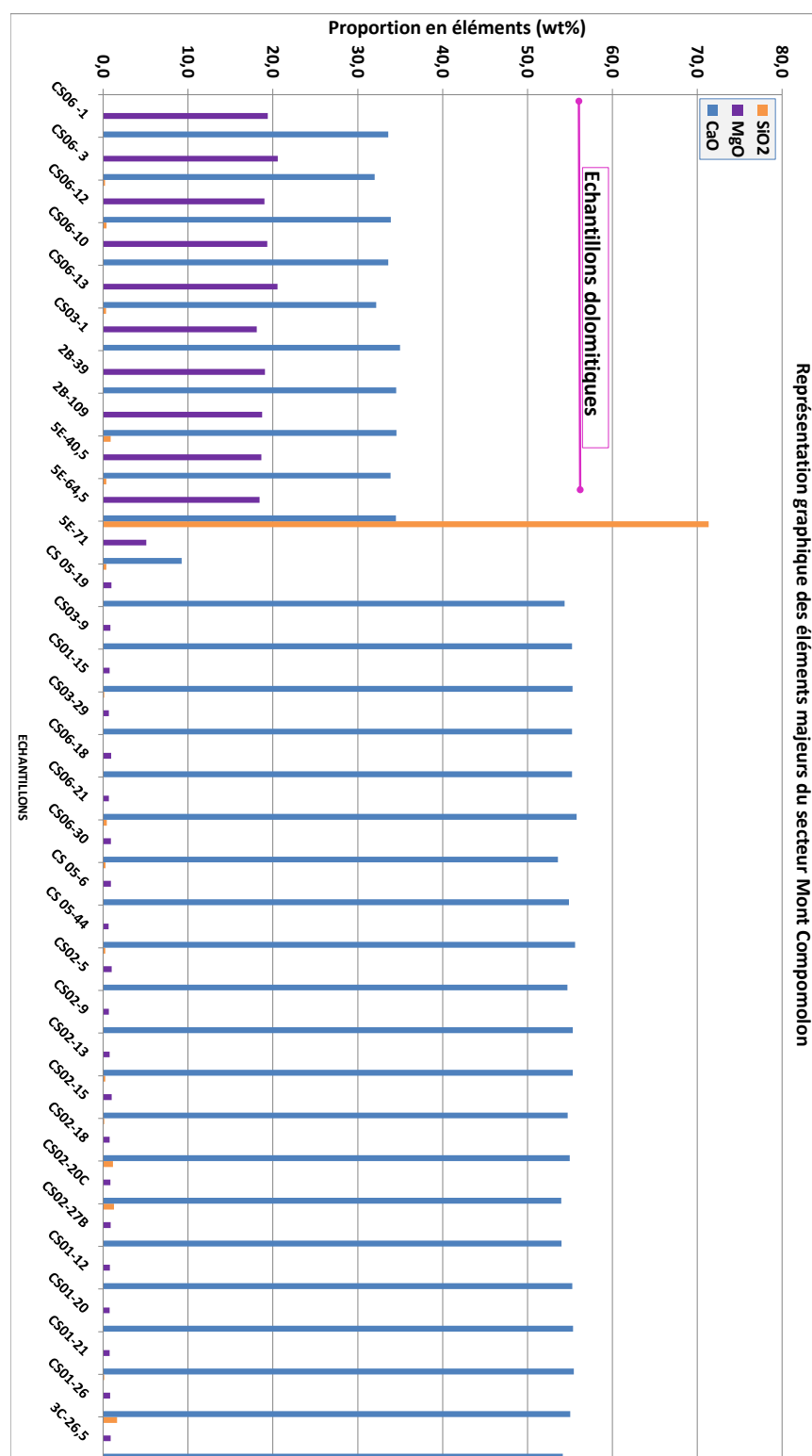


FIGURE 5.62 – Histogramme trois éléments majeurs de l'ensemble des échantillons du secteur Mont Compomolon. Mise en évidence des échantillons dolomitisés et non dolomitisés. Note : Cas particulier de l'échantillon plug 5E-71, teneur en silice expliquée par un prélèvement sur un remplissage.

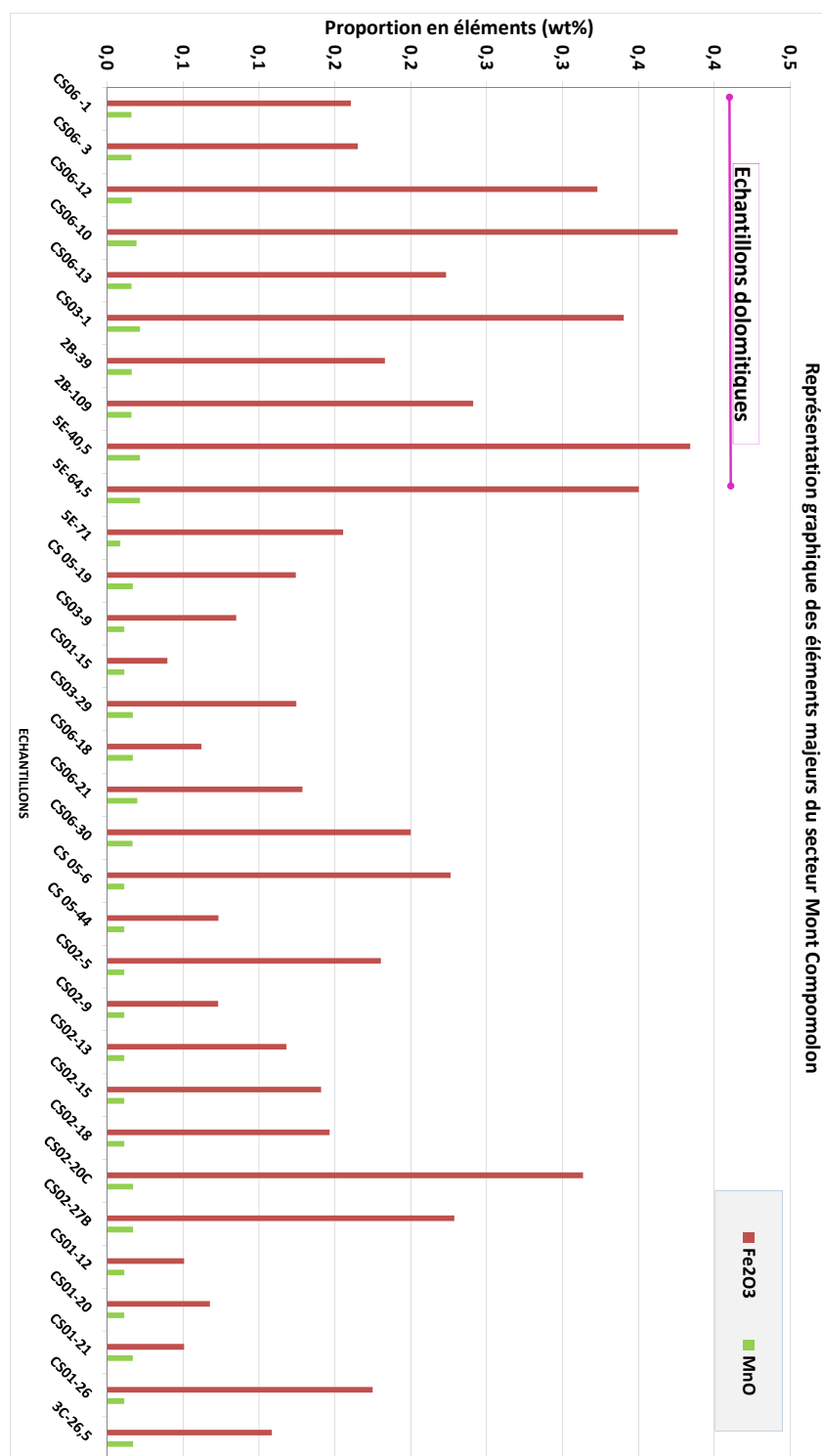


FIGURE 5.63 – Histogramme des oxydes de fer et manganèse sur échantillons dolomitisés et non dolomitisés.

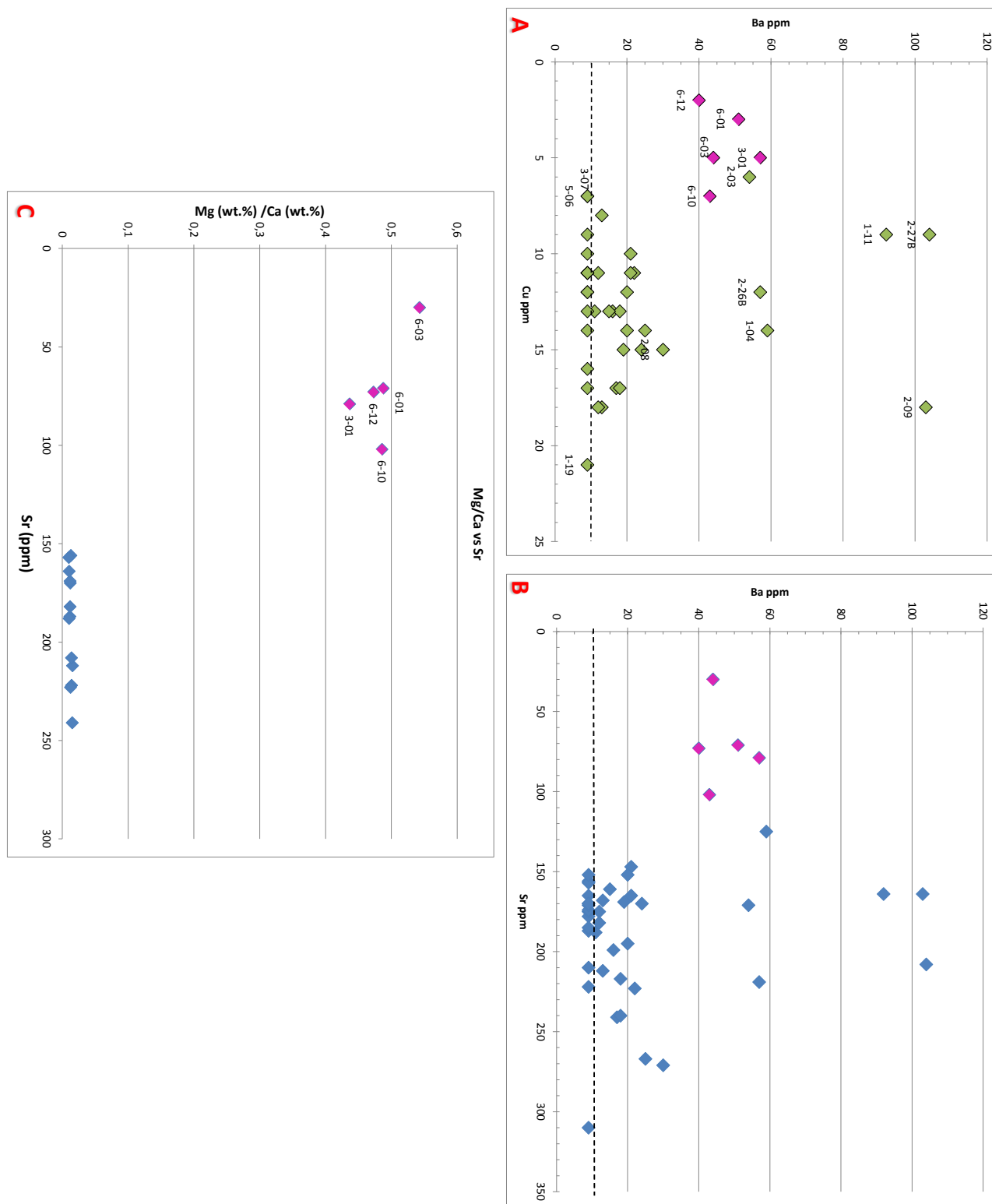


FIGURE 5.64 – Représentation graphique : A) Diagramme Cuivre vs Ba, en vert les échantillons non dolomitisés ; B) Diagramme confrontant le strontium et barium ; C) Diagramme confrontant les valeurs de strontium et le rapport $\frac{Mg}{Ca}$. Note : en rose-fushia échantillons dolomitisés.

$\delta^{13}\text{C} = -4$ à $+2.3^0/_{00}$ avec 95 % des valeurs positives en $\delta^{13}\text{C}$.

En revanche, les données sur la calcite, graphiques A et C, montrent une gamme étendue du rapport isotopique en carbone notamment : $\delta^{18}\text{O} = -9.63$ à $-0.82^0/_{00}$ et $\delta^{13}\text{C} = -5.4$ à $+2.8^0/_{00}$. La composition isotopique en carbone est plus significative que pour le rapport isotopique de l'oxygène et montre une évolution vers les valeurs négatives. La baisse du rapport isotopique en carbone implique un apport en carbone léger (^{12}C) issu soit des sols, soit de la libération des gaz durant la réduction des sulfates ou de la matière organique.

Les valeurs des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone des calcites précipitées à partir des conditions marines du Lias varient de -3 à $-1^0/_{00}$ PDB et de $+1$ à $+4^0/_{00}$ respectivement. Ces données ont été obtenues à partir des coquilles de brachiopodes et d'autres calcaires fossiles (Veizer et al. 1999). Major et al. (1992) suggèrent que le fractionnement isotopique de l'oxygène entre la calcite et la dolomite varie de $+1.5$ à $+3.5^0/_{00}$ PDB. En prenant la moyenne de ces rapports ($+2.5^0/_{00}$) comme le fractionnement entre la calcite et la dolomite, les dolomites précipitant à partir des conditions marines du Lias devraient avoir un rapport isotopique en oxygène compris entre -0.5 et $+1.5^0/_{00}$ PDB (Qing et al. 2001).

L'isotope radiogénique du strontium. Les résultats des mesures de l'isotope du strontium des carbonates sont représentés sur la figure cf. 5.66. Les rapports isotopiques du strontium varient de 0.07074 à 0.070871 . Deux ensembles de valeurs se distinguent. Les valeurs inférieures à 0.070780 sont à associer à une composition isotopique contemporaine du modèle de dépôt, Veizer et al. (1999; 1997), McArthur et al. (2001), tandis que les valeurs supérieures comprises entre 0.07079 - 0.07082 , sont à rapprocher des événements diagénétiques. En effet, ces valeurs correspondent aux échantillons dolomitisés de type D3-D4.

Etude des inclusions fluides. Cette dernière a été effectuée par une entreprise extérieure en 2007 sur plusieurs échantillons issus du plateau d'Asiago dont quatre provenant du Mont Compomolon. Les mesures microthermométriques ont été réalisées à l'aide d'une platine chauffante et réfrigérante Linkam THMS600G et étalonnée en utilisant des inclusions synthétiques de CO_2 et de l'eau pure. Suivant les recommandations de Goldstein et Reynolds (1994) les températures d'homogénéisation (Th) ont été mesurées, les premières en respectant des montées lentes en température. Les températures de fusion de la glace ont été mesurées ensuite. Le changement de phase à basse température a été mesuré après les mesures d'homogénéisation des échantillons. La plupart des températures d'homogénéisation et la température de la glace fondante (Tm_{ice}) ont été mesurées par cycles (Goldstein et Reynolds 1994).

A partir de cette analyse, deux types de ciments dolomitiques ont été caractérisés, correspondant à Dc2 et Dc3. La dernière phase de ciment calcitique, Cc4, a également été caractérisée, cf. les figures de 5.67 à 5.69.

Dolomite, Dc2 : les analyses montrent une précipitation du ciment à de faibles températures et des fluides marins modifiés. La température d'homogénéisation moyenne est de 66.1°C et de la salinité est de $3.6 \text{ wt.}\%$ de NaCl. Ces valeurs indiquent une diagenèse de faible enfouissement, à partir de fluides dérivés de l'eau de mer (valeurs moyennes de la salinité de l'eau de mer : $3.5 \text{ wt.}\%$).

Dolomite, Dc3 : les analyses sur les autres secteurs du plateau d'Asiago ont montré une précipitation du ciment à des températures plus élevées que la dolomite Dc2, avec comme hypothèse un ou des fluides de type saumures. La moyenne de la température d'homogénéisation est de 87.5°C et la salinité est de $2 \text{ wt.}\%$ de NaCl.

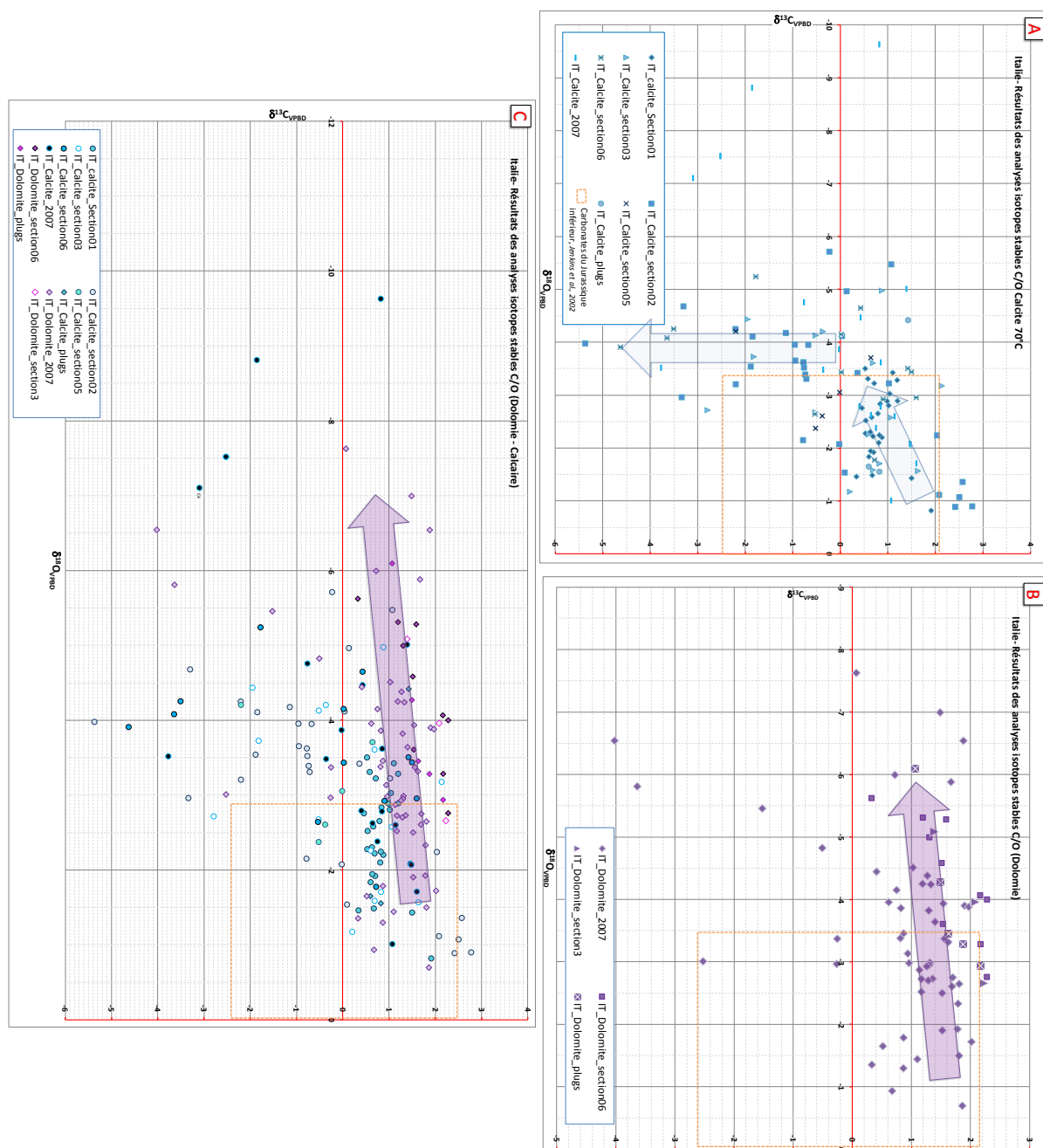


FIGURE 5.65 – Représentation des analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène : A) Résultats d'analyses sur la calcite ; B) sur la dolomite ; C) sur la calcite et la dolomite. Le rectangle pointillé rouge correspond aux valeurs isotopiques du Lias d'après Jenkyns et al. (2002).

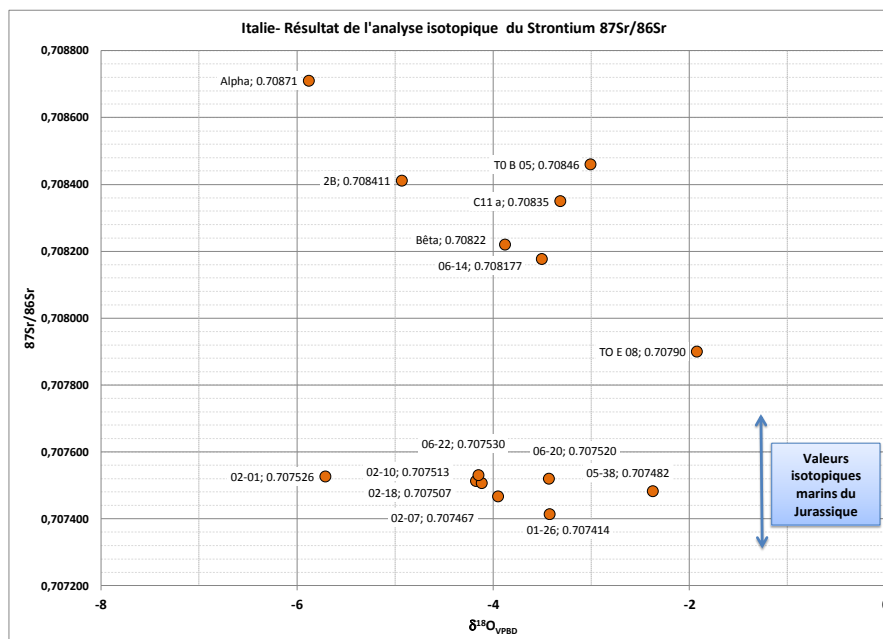


FIGURE 5.66 – Représentation graphique du rapport isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ par rapport au rapport isotopique de l'oxygène dans les carbonates de Mont Compomolon. La double flèche localise les gammes de valeurs associées à la période du Jurassique inférieur.

Calcite, Cc4 : les analyses montrent une précipitation du ciment à des températures plus élevées que la dolomite Dc3. La moyenne de la température d'homogénéisation est de 92 °C et la salinité est de 0.2 wt.% de NaCl. Les fluides associés seraient de type hydrothermal.

Une évolution de la formation de ciment par rapport à la température a été mise en place, telle que : Dc1 – > Dc2 – > Dc3 – > Cc4.

Remarque : La température d'homogénéisation augmente selon la formation des ciments, tandis que la salinité des fluides responsables de la précipitation des ciments de dolomite et de calcite diminue.

5.3.1.5 Histoire diagénétique de Mont Compomolon

L'ensemble du travail analytique effectué par les études précédentes et celles complémentaires réalisées durant ce projet de thèse ont permis d'établir et de confirmer l'évolution paragénétique concernant la dolomite et les processus de dolomitisation du secteur Mont Compomolon. Ces conclusions se basent sur les interprétations issues d'une approche multidisciplinaire telle que l'étude structurale et l'étude faciologique, et sur l'interaction de plusieurs facteurs tels que les évolutions des fluides. Néanmoins, il faut préciser que ces résultats, comme pour l'étude des Gorges du Nan, ne signifient pas qu'un seul scénario satisfasse tous les phénomènes décrits.

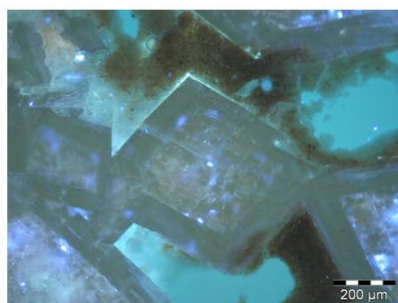
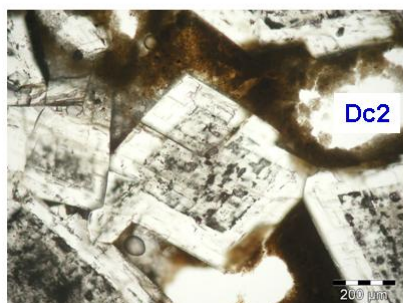
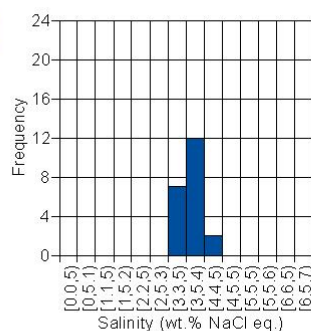
Un modèle diagénétique a ainsi été mis en place résumant les principales observations décrites précédemment. Il prend en compte l'évolution du développement et de la formation de la dolomite à partir du calcaire d'origine jusqu'aux faciès fortement dolomitisés.

Evolution paragénétique à partir des données pétrographiques et les observations en cathodoluminescence (CL). A partir des observations en CL et l'étude pétrographique, un schéma général de l'évolution paragénétique de la dolomite a pu être mis en évidence, cf.



Sample TOE_3

Type of cement	Dc2
Inclusion composition	Aqueous
Nr. of analyses	20
Nr. of FIAs	6
Mean Th (°C)	n.a.
Mean Salinity	3.6
Reliability	Moderate
Petroleum inclusions	NO



Sample TOE_11

Type of cement	Dc2
Inclusion composition	Aqueous
Nr. of analyses	38
Nr. of FIAs	6
Mean Th (°C)	66.1
Mean Salinity	3.6
Reliability	High
Petroleum inclusions	NO

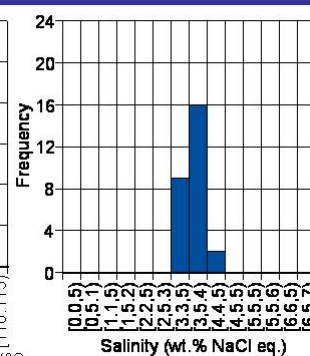
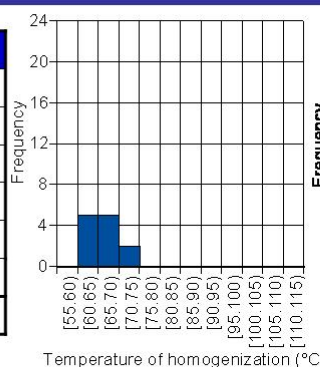
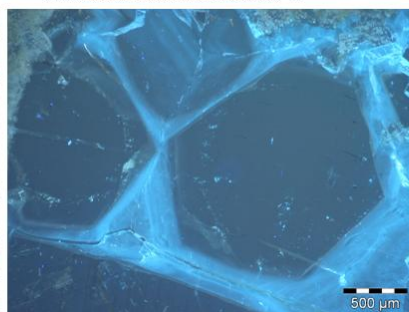
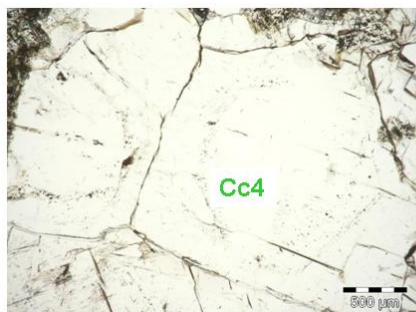
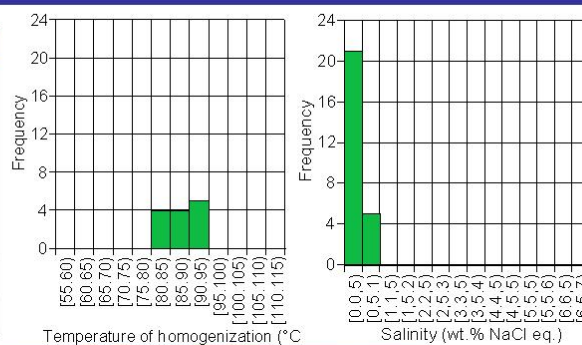


FIGURE 5.67 – Mesures microthermométriques sur les inclusions fluides dans les ciments de dolomite Dc2.



Sample TO_13

Type of cement	Cc4
Inclusion composition	Aqueous
Nr. of analyses	38
Nr. of FIAs	5
Mean Th (°C)	87.6
Mean Salinity	0.3
Reliability	High
Petroleum inclusions	NO



Sample TOC_15

Type of cement	Dc2
Inclusion composition	Aqueous
Nr. of analyses	22
Nr. of FIAs	5
Mean Th (°C)	n.a.
Mean Salinity	3.8
Reliability	High
Petroleum inclusions	NO

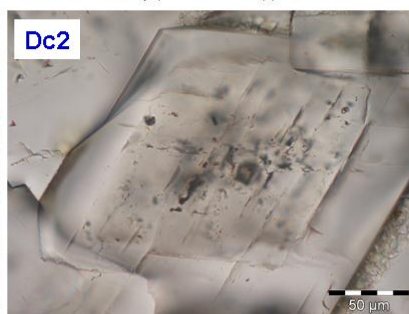
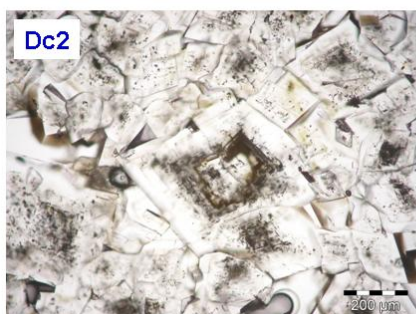
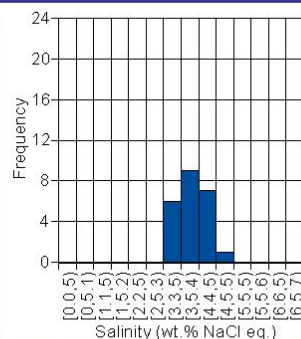


FIGURE 5.68 – Mesures microthermométriques sur les inclusions fluides dans les ciments de dolomite Dc2 et dans le ciment calcitique Cc4.

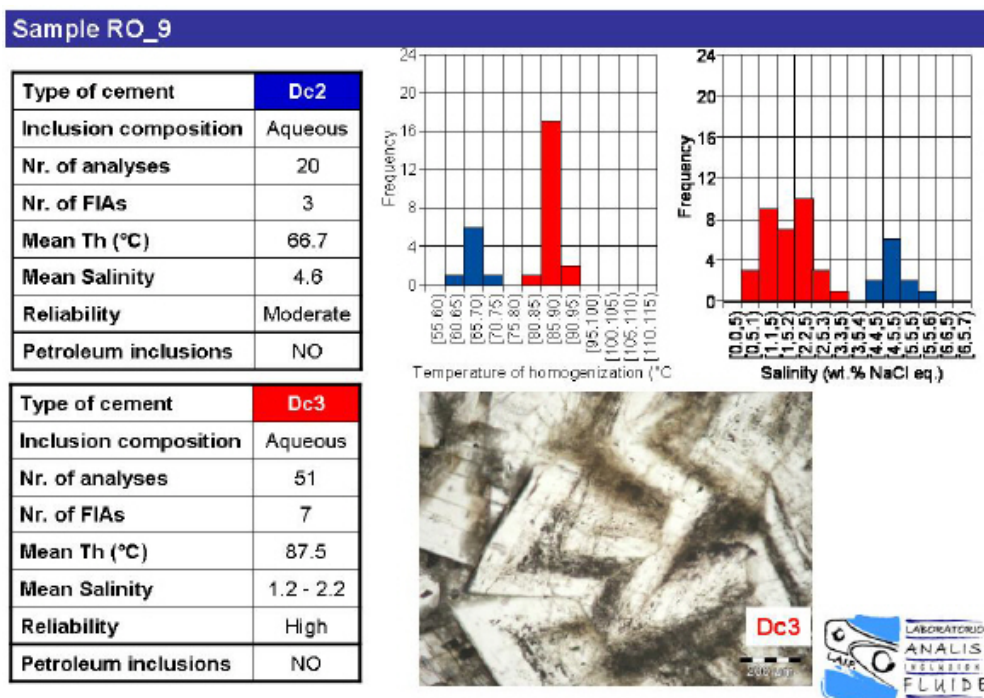
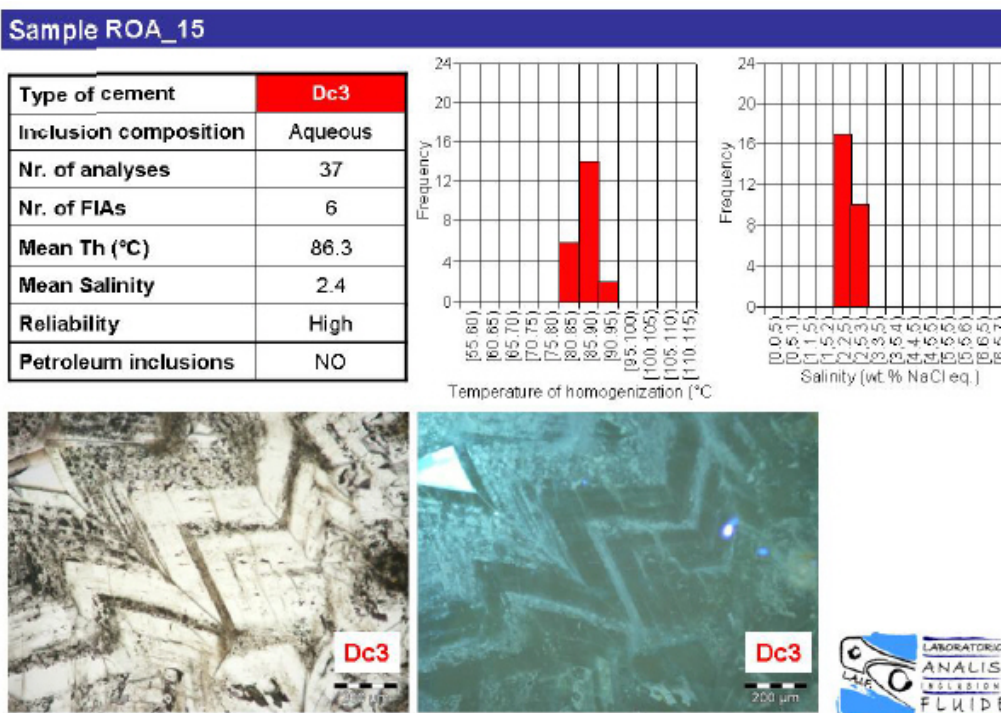
(a) Mesures microthermométriques dans les ciments de dolomite Dc2 et Dc3, échantillon RO₉.(b) Mesures microthermométriques dans les ciments de dolomite Dc3, échantillon ROA₁₅.

FIGURE 5.69 – Représentation des mesures microthermométriques sur les inclusions fluides dans les ciments de dolomite Dc2 et Dc3 obtenues sur des échantillons provenant d'un secteur d'étude plus à l'est sur le plateau d'Asiago.

figure 5.70. La première phase de dolomitisation est marquée par des cristaux de dolomites le plus souvent zonés avec une faible luminescence. L'observation en cathodoluminescence met en évidence une évolution polyphasée du processus de dolomitisation suggérant la présence de fluides de compositions différentes.

Une phase de précipitation de ciment de dolomite de type saddle suivie d'une phase tardive de précipitation de ciment calcitique de type sparitique entraînant un colmatage partiel ou complet des vides, sont les derniers évènements diagénétiques.

			Texture	Porosity
1 Limestone	Original limestone	→ Mimic replacement by dolomite	Mudstone-unimodal dolomite	Tight
2 First dolomitization stage	Dark dolomite nuclei in the matrix	→ crystal growth Zoned luminescent dolomite crystals	Unimodal dolomite	weak Porosity development
3 Corrosion and substitution	Dark dolomite with a partial corrosion and substitution of previous crystals		Polymodal dolomite	high
4 Saddle dolomite development	Medium luminescent dolomitic cement infilling some fractures	→ Well developed luminescent and zone dolomite rim		weak Porosity reduction
5 Calcite cement	Late-stage dull calcite			high

FIGURE 5.70 – Evolution paragenétique issue des analyses pétrographiques et des observations en cathodoluminescence.

Discussion sur les analyses isotopiques. La composition isotopique en oxygène est plus significative que le rapport isotopique du carbone et montre une franche évolution vers les valeurs négatives. Ces valeurs sont d'autant plus négatives que les valeurs attendues pour des calcaires précipités à partir de l'eau de mer du Jurassique inférieur (Veizer et al. 1999). Cette évolution est reconnaissable sur tous les graphiques à quelques exceptions près. Les valeurs les plus négatives correspondent à la précipitation tardive de ciment calcitique, cf. figure 5.71.

La baisse du rapport isotopique en oxygène peut provenir soit de fluides appauvris en isotopes lourds (par exemple l'eau météorique), soit d'une augmentation de la température liée à l'enfouissement. La constance des rapports isotopiques en carbone rend la deuxième explication plus plausible (Spencer-Cervato et Mullis 1992).

Une comparaison des données de l'étude de Mont Compomolon et celle de Spencer-Cervato et Mullis (1992) sur la dolomitisation dans les Alpes vénitiennes (du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur) a été effectuée, cf. figure 5.72. Les valeurs fournies par ces auteurs montrent la même tendance du rapport isotopique de l'oxygène vers des valeurs plus négatives (valeurs maximales autour de 12 ‰) que celles de Mont Compomolon pour une variation en moyenne de 2 ‰ PDB pour le rapport isotopique en carbone. A partir de leurs données isotopiques en strontium et microthermométries sur inclusions fluides, Spencer-Cervato et Mullis (1992) concluent que la dolomitisation est d'origine hydrothermale.

Une autre étude similaire a été menée par Zempolich et Hardie (1997) sur les calcaires oolitiques du Vajont, fin Jurassique. La principale différence entre ce cas de dolomitisation et celui des Calcaires Gris du Lias est la profondeur d'enfouissement présumée au moment de la dolomitisation : seulement quelques centaines de mètres pour les Calcaires Gris, et plus de 2 000 m pour les calcaires oolitiques du Vajont.

Une étude plus récente (Ronchi et al. 2012) a également fait l'objet d'une étude compara-

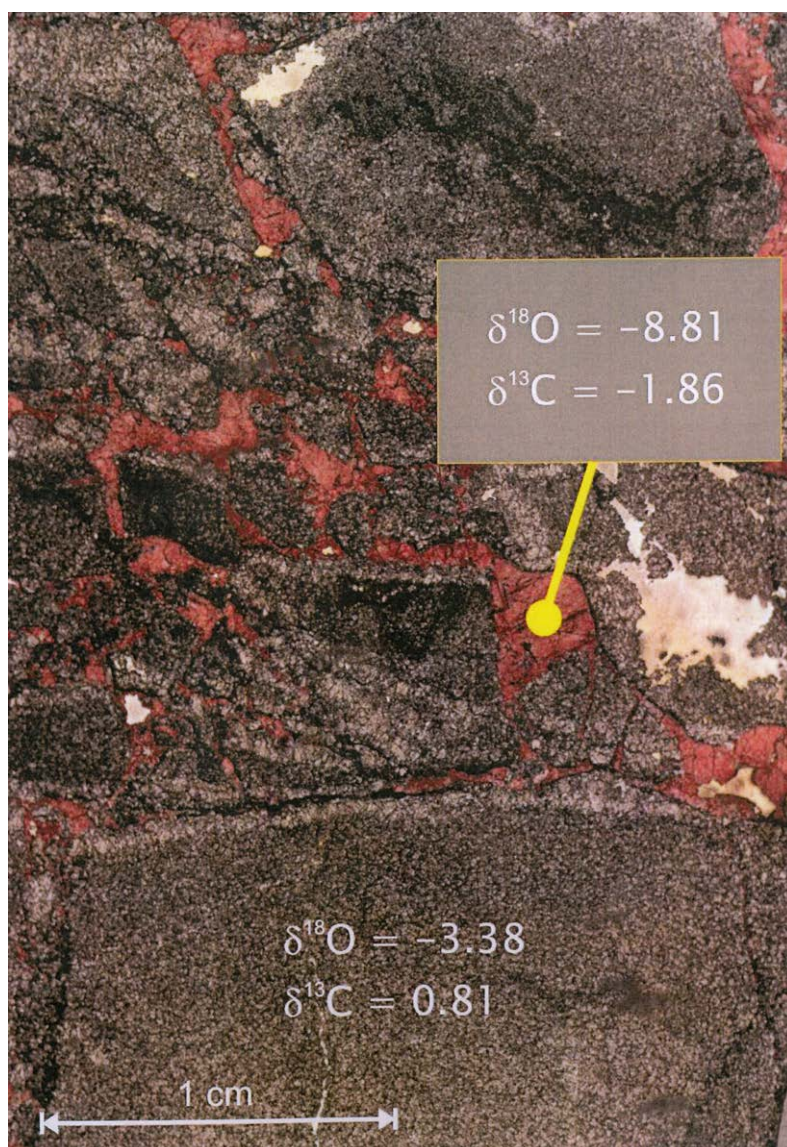


FIGURE 5.71 – Représentation des valeurs isotopiques sur échantillon (TO 13). Ces valeurs peuvent être considérées comme les valeurs standards de la précipitation tardive de ciments calcitiques.

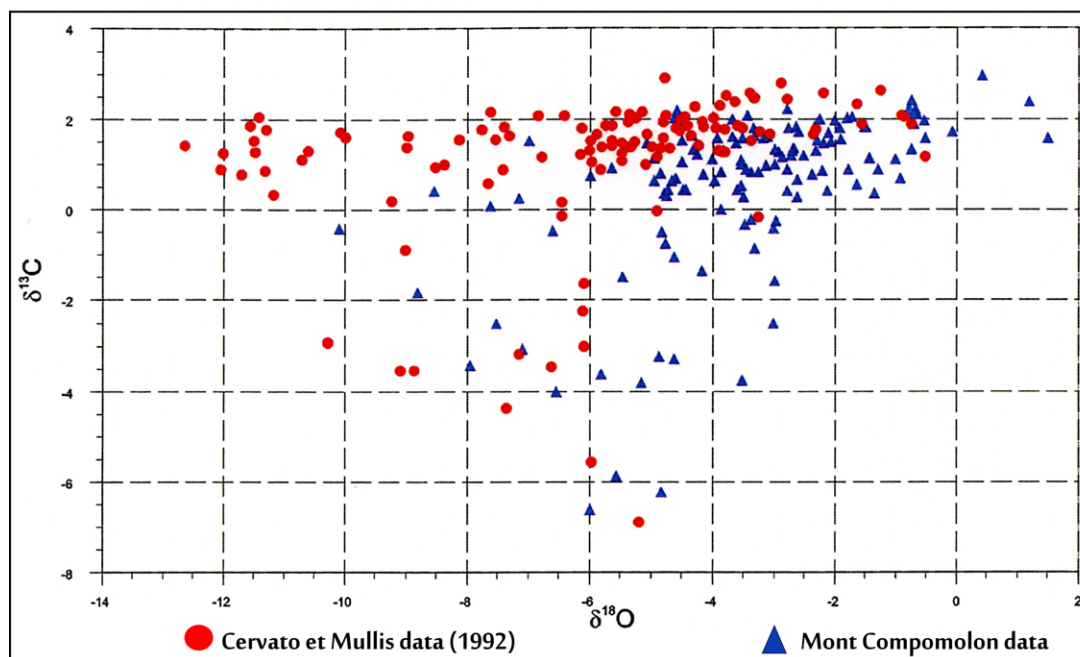


FIGURE 5.72 – Comparaison des données, en rouge, de l'étude de Spencer-Cervato et Mullis (1992) et celles de Mont Compomolon, en bleu.

tive avec les données de Mont Compomolon. Cette étude est localisée plus à l'est du secteur étudié dans ce chapitre à savoir à l'Est des Alpes du Sud au NE de l'Italie. Le secteur principal étudié concerne la crête de l'anticlinal du Mont Grappa (localisé à la limite de la plateforme de Trente et du bassin Belluno) qui est le siège de nombreuses failles et ensemble de fractures longitudinaux et transverses. Les formations calcaires rencontrées, Mont Zugna et Maiolica (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur), sont affectées par au moins une phase de dolomitisation dite hydrothermales durant le chevauchement des Alpes du Sud. Les phénomènes de dolomitisation sont particulièrement remarquables au sein de la formation Maiolica avec la formation de corps bréchiques dolomitisés.

Les résultats isotopiques montrent des gammes de valeurs comparables particulièrement pour les valeurs isotopiques de l'oxygène que se soient pour les calcaires non dolomitisés ($\delta^{18}\text{O}$ -3.9 à -2.2 ‰; $\delta^{13}\text{C}$ +1.3 à +1.9 ‰ V-PDB) et dolomitisés ($\delta^{18}\text{O}$ -8.5 à -3.7 ‰ V-PDB; $\delta^{13}\text{C}$ +1.3 à +2.7 ‰).

Déterminer la ou les périodes des processus de dolomitisation est une des étapes importantes notamment pour définir le contexte géodynamique. Il permet d'établir et de discriminer les mécanismes responsables de la dolomitisation.

Le rapport isotopique du strontium est utilisé comme marqueur chemostratigraphique et garde souvent l'empreinte de circulation de fluides diagénétiques. Les valeurs isotopiques du strontium distinguent deux domaines de valeurs, comme précisé précédemment, cf. figure 5.66, avec une valeur seuil de 0.708.

La figure 5.73 compile les données isotopiques du strontium des Calcaires Gris avec celles des études de Zempolich et Hardie (1997), Spencer-Cervato et Mullis (1992), Ronchi et al. (2012). Les résultats du rapport isotopique du strontium des échantillons dolomitisés des deux formations de l'étude de Ronchi et al. (2012) sont similaires de ceux de l'étude du Mont Compomolon avec des valeurs allant de 0.7084 à 0.7087.

Les isotopes du strontium indiquent que l'événement de dolomitisation pourrait avoir eu lieu entre l'âge Chattien et Burdigalien. Spencer-Cervato et Mullis (1992) attribuent l'évè-

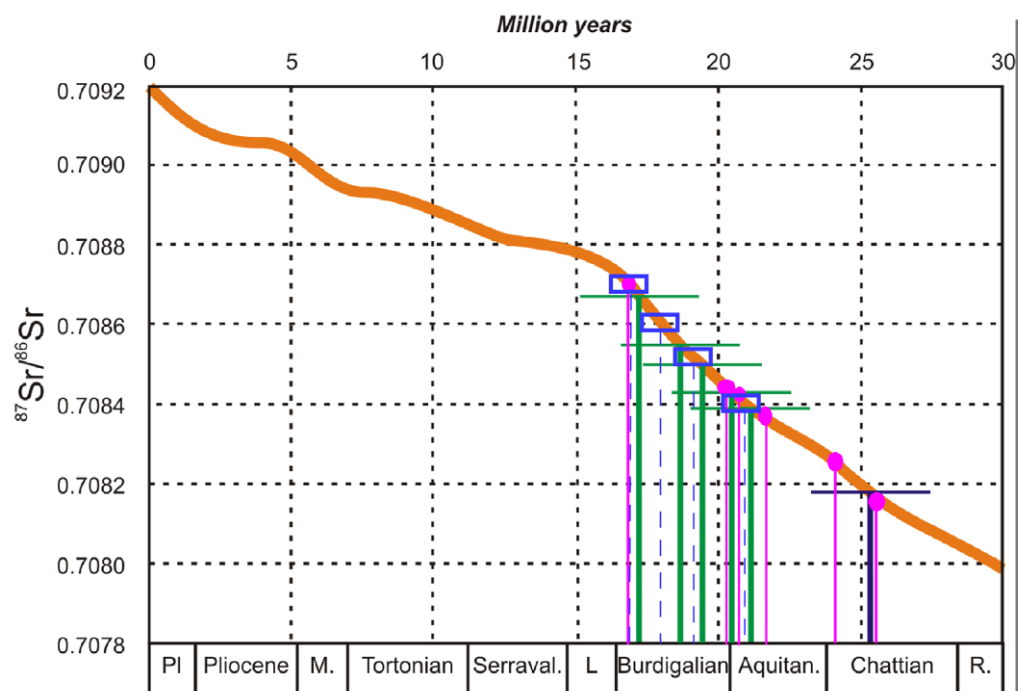


FIGURE 5.73 – Compilation des rapports isotopiques du strontium des études de Spencer-Cervato et Mullis (1992) en vert, de Zempolich et Hardie (1997) en bleu foncé, de Ronchi et al. (2012) en bleu (rectangle) (les valeurs inférieures à 0.7078 ne sont pas figurées) et des valeurs supérieures à 0.708 des Calcaires Gris de Mont Compommolon (en fuschia) sur la courbe de McArthur et al. (2001).

nement de dolomitisation durant l'Oligocène et l'associe à la formation de la chaîne Sud Alpine.

Relation entre dolomitisation et faciès d'origine. Les Calcaires Gris regroupent plusieurs environnements de dépôt de plateforme carbonatée dominés principalement par des faciès d'environnement de tidal flat à subtidal. Ces faciès présentent majoritairement une matrice boueuse, avec des grains micritisés et subissent fortement la dolomitisation (formation Mont Zugna majoritairement). Les quelques faciès de l'intervalle inférieur plus granulaire sont également impactés par la dolomitisation mais plus modestement et localisés de part et d'autres des corridors de fractures.

Ronchi et al. (2012) suppose que la formation Mont Zugna peut avoir été affectée par une première phase de dolomitisation massive suivie par une recristallisation associée à une seconde phase de dolomitisation identifiée d'après les résultats de l'histoire d'enfouissement comme hydrothermale. Cette ultime phase de fluide dolomitisant ascendant ayant emprunté les réseaux de fracture. D'après l'analyse des inclusions fluides de Ronchi et al. (2012), les fluides dolomitisants ne sont pas exclusivement dérivés de l'eau de mer.

Conditions nécessaires pour la dolomitisation et hypothèses de l'évolution diagénétique associée à la dolomitisation. Une des conditions essentielles pour qu'un calcaire soit dolomitisé est la circulation d'un fluide dolomitisant dépendant du champ de perméabilité, du réseau de fracturation et leur connectivité. Les séquences étudiées des Calcaires Gris ne présentent pas un champ de perméabilité favorable à une bonne circulation des fluides (faibles valeurs de porosité et de perméabilité d'après les figures 5.32 et 5.33).

En revanche, l'étude structurale a montré une tectonique active avec un réseau de fractures et de conduits bien développés sur le secteur d'étude. Ces derniers confortent l'hypothèse du rôle important joué par la fracturation sur la circulation et la propagation du ou des fluides dolomitisants permettant ainsi la formation des microfaciès dolomitiques.

Le ou les mécanismes impliqués pour la formation de la première phase de dolomitisation restent les plus difficiles à élucider car les phases tardives diagénétiques à l'origine de grandes étendues dolomitisées et des pinnacles ont totalement ou presque occulté les faciès originaux et les indices de leur transformation (Di-Cuia et al. 2011). Le microfaciès D1 caractérisé par une texture unimodale semble être la première génération de dolomite remplaçant le calcaire déposé.

La seconde génération est caractérisée par plusieurs populations de dolomites reconnaissables d'après leur structure. Cette dolomitisation, parfois mimétique où le fantôme du faciès d'origine persiste, est omniprésente sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur sans être pourtant stratiforme. Son extension latérale n'a pu être clairement quantifiée car les limites latérales n'ont pas pu être observées. Ce corps dolomitisé s'étend au minimum sur deux kilomètres carrés, superficie couverte par cette étude. Les données isotopiques ne permettent pas d'affirmer une origine hydrothermale avec certitude pour cette seconde dolomitisation.

La dernière génération de dolomite caractérisée par le développement de brèches et de corps dolomitiques complexes correspond à une activité intense de phénomènes diagénétiques avec les réseaux de fractures comme vecteurs principaux. Le système dolomitisant est considéré comme arrêté avec la précipitation de ciment calcitique qui réduit significativement la porosité précédemment développée et préservée jusqu'alors. Le bloc diagramme, cf. figure 5.74, synthétise les principales phases diagénétiques du secteur Mont Compomolon.

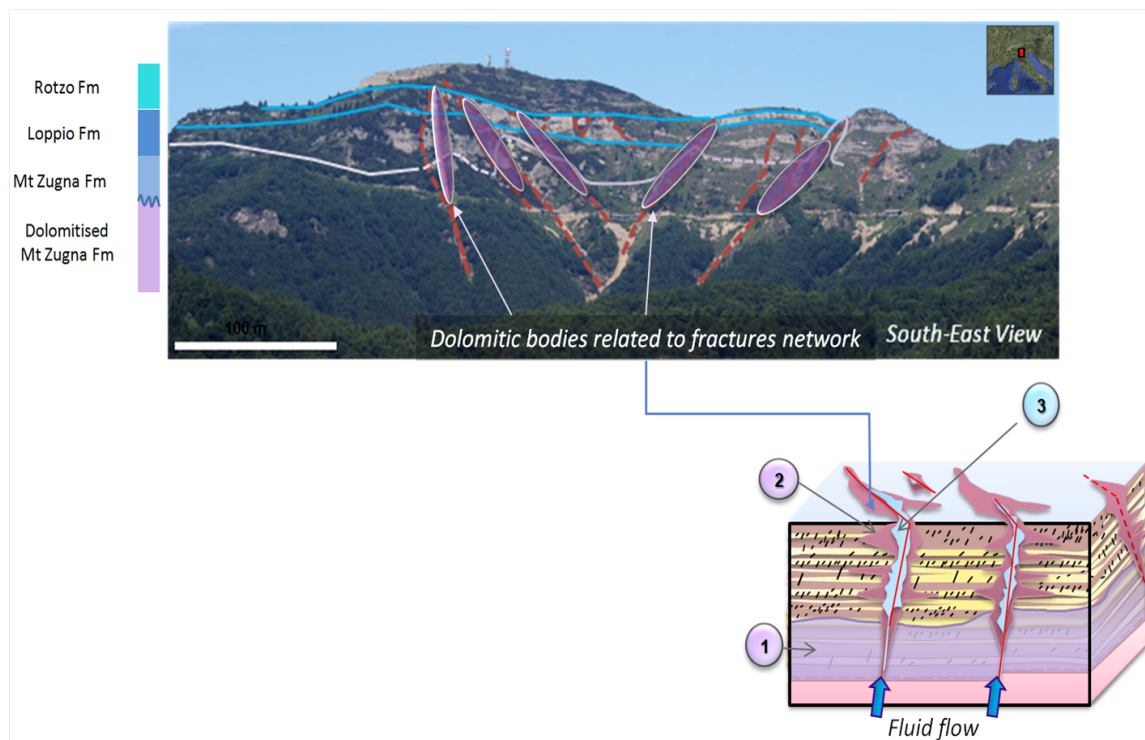


FIGURE 5.74 – Représentation synthétique des trois phases principales diagénétiques du secteur d'étude et des géométries identifiées.

Faciès	Porosité (moyenne ;écart-type)	Perméabilité (moyenne ;écart-type)
AF1	0.05-0.015	0.03-0.06
AF2	0.08-0.02	0.1-0.2
AF3	0.12-0.03	1-2
AF4	0.15-0.03	3-9
AF5	0.05-0.015	0.03-0.06
AF6	0.08-0.02	0.1-0.2

TABLE 5.5 – Tableau des valeurs utilisées pour les distributions pétrophysiques par association de faciès. Note : valeurs de porosité comprises entre 0 et 1.

5.3.2 Description des étapes de modélisation des processus diagénétiques

Afin de modéliser les deux étapes majeures de dolomitisation sur le modèle de Mont Compomolon, plusieurs étapes de paramétrisation sont nécessaires. Comme pour le modèle des Gorges du Nan, il a fallu renseigner dans un premier temps le modèle en propriétés de porosité et de perméabilité en fonction des faciès. A partir des résultats obtenus des analyses pétrophysiques sur les carottes et les échantillons, une distribution de la pétrophysique par faciès a été effectuée. Comme expliqué dans la partie I sur la modélisation numérique, il s'agit de reproduire un contraste des valeurs pétrophysiques issu des simulations des phénomènes diagénétiques. Une étude approfondie de la pétrophysique du secteur du Mont Compomolon n'a pas été réalisée, bien que nous disposons de quelques éléments de données pétrophysiques de la situation actuelle. Les valeurs initiales utilisées ne sont qu'une estimation (pessimiste) relative afin d'obtenir une certaine hétérogénéité de données pétrophysiques et ainsi permettent les simulations.

Le tableau 5.5 montre les valeurs utilisées par association de faciès pour les distributions de la perméabilité et la porosité.

La modélisation des phases diagénétiques s'est faite comme pour le modèle de dépôt en deux temps. Dans les deux cas, les simulations ont été effectuées à partir du second modèle de dépôt modélisé. Les résultats de simulation du secteur ont fait l'objet d'un article soumis au SPE Journal, cf. Annexe p. 316.

Le premier modèle a permis de tester les paramètres et la faisabilité des trois phases diagénétiques. Sur le second modèle, les phases de dolomitisation ont été simulées afin de mieux respecter les données initiales mesurées aux puits et les observations.

5.3.2.1 Les paramètres des simulations diagénétiques

La composition minéralogique des faciès initiaux et diagénétiques. Comme pour le modèle du Vercors, il a fallu établir la composition minéralogique des faciès présents et diagénétiques. Au total, 24 faciès ont été renseignés en proportion minéralogique. La figure 5.75 illustre le raisonnement qui a permis de déterminer la proportion minéralogique des 24 faciès potentiels c'est-à-dire les 6 faciès initiaux et les 18 faciès diagénétiques qui peuvent être présents à l'issue des phases simulées. L'hypothèse de changement de faciès s'applique selon un seuil de proportion de dolomite selon les faciès.

L'objectif de ces simulations est surtout de suivre l'étendue horizontale et verticale de la dolomite au cours des deux phases de dolomitisation.

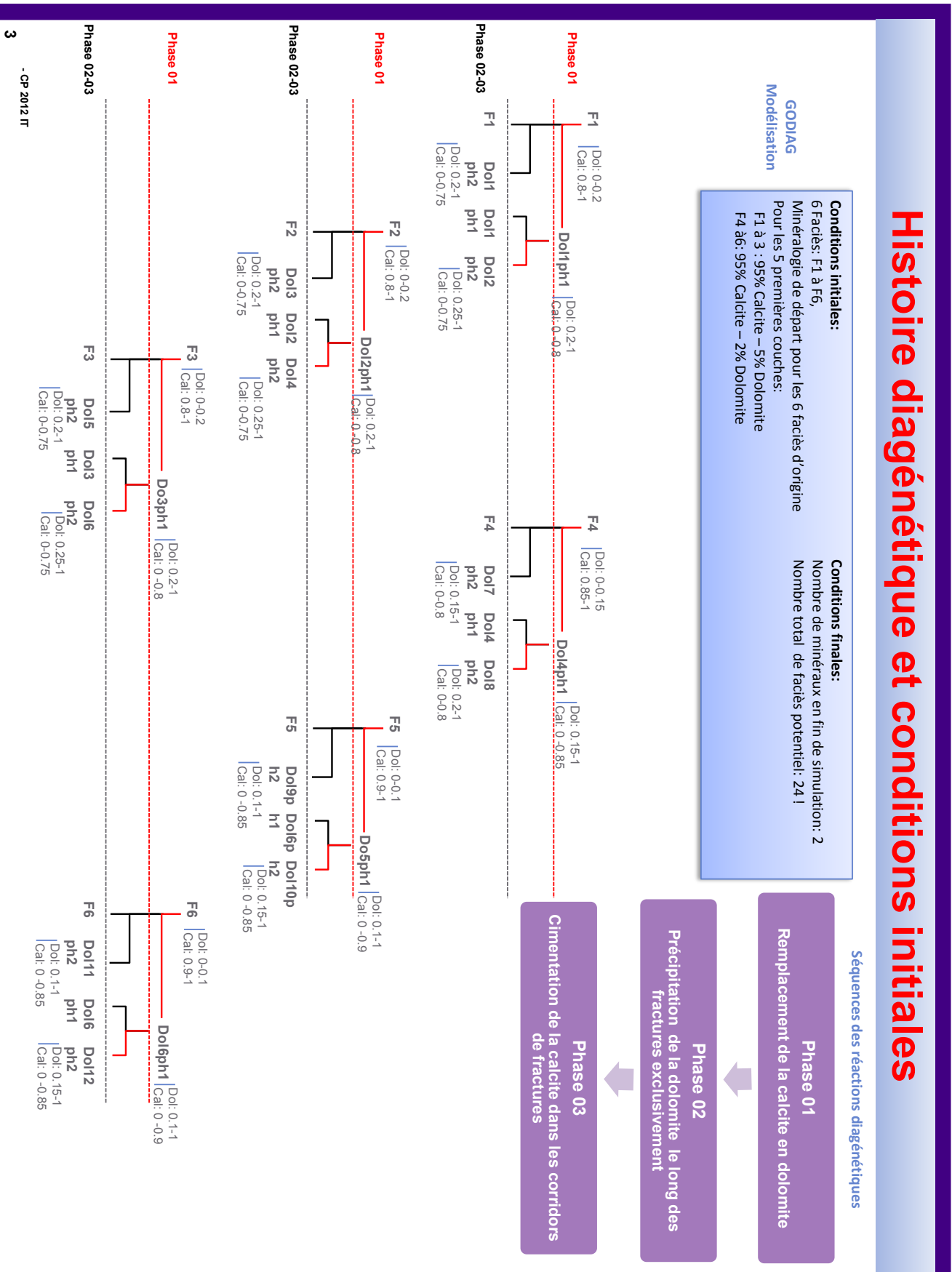


FIGURE 5.75 – Illustration de la détermination des proportions minéralogiques par faciès.

Intégration des discontinuités. Afin de pouvoir simuler les fluides diagénétiques empruntant les réseaux de fractures, il a fallu les représenter physiquement sur le modèle. La figure 5.39 représente le réseau de fractures pour les failles associées à l'extension du Jurassique et celles associées à la compression Néo-Alpine.

Les réactions diagénétiques et la réactivité des faciès. Comme pour les Gorges du Nan, la dolomitisation n'affecte pas identiquement tous les faciès. En effet, comme précisé précédemment, la formation Mont Zugna est la plus fortement dolomitisée notamment les faciès les moins granulaires. A partir de ces informations et de l'équation des proportions minéralogiques 2.4, un indice de réactivité relatif a été attribué par faciès, cf. figure 5.76 avec comme hypothèse : les faciès de la formation Mont Zugna sont les plus impactés par les phases de dolomitisation suivi de la formation Loppio et enfin plus faiblement de la formation Rotzo. Le détail de l'impact des paramètres notamment de l'indice du fluide en partant de l'équation des proportions minéralogiques est présenté en Annexe tableau E.

Réactions diagénétiques					
PHASE 01	Phase Ph01 – Faciès	IR	Phase Ph01 – Faciès	IR	
	F1	1	Dol1_ph1	0.8	
	F2	1	Dol2_ph1	0.8	
	F3	1	Dol3_ph1	0.8	
	F4	0.5	Dol4_ph1	0.6	
	F5	0.4	Dol5_ph1	0.4	
	F6	0.2	Dol6_ph1	0.3	
PHASE 02	Phase Ph01 – Faciès	IR	Phase Ph01 – Faciès	IR	Phase Ph02 – Faciès
	F1	0.9	Dol1_ph1	0.8	Dol1_ph2 Dol2_ph2
	F2	0.9	Dol2_ph1	0.8	Dol3_ph2 Dol4_ph2
	F3	0.8	Dol3_ph1	0.8	Dol5_ph2 Dol6_ph2
	F4	0.5	Dol4_ph1	0.7	Dol7_ph2 Dol8_ph2
	F5	0.4	Dol5_ph1	0.7	Dol9_ph2 Dol10_ph2
	F6	0.4	Dol6_ph1	0.7	Dol11_ph2 Dol12_ph2

FIGURE 5.76 – Tableau de valeurs de l'indice de réactivité pour les phases de dolomitisation par faciès.

Le mode d'écoulement par phase diagénétique. Pour les phases diagénétiques, le mode d'écoulement adopté est *per ascensum*. Pour la première phase de dolomitisation, bien que discuté, le fluide dolomitisant emprunte en partie le réseau de fractures associé à l'extension

du Jurassique.

En effet, ne pas tenir compte des corridors de fractures paraît peu envisageable même pour la première phase de dolomitisation. La quantité de dolomite et l'extension de cette dernière ne peut s'expliquer uniquement par un transport matriciel diffusif. D'autant plus, que les faciès les plus affectés, de la formation Mont Zugna, ont des propriétés pétrophysiques peu propices à un écoulement efficace. C'est pourquoi l'intégration du réseau de fractures associées à l'extension du Jurassique a été envisagée et intégrée dans la modélisation.

Le module de vitesse a été paramétré de manière à rendre possible le passage du fluide du réseau de fractures à la matrice, principalement pour la première phase de dolomitisation. Ce passage nommé échange conduit-matrice est dépendant du champ de perméabilité et donc des faciès. L'existence de cette option (échange conduit-matrice) a été envisagée et discutée avec l'équipe qui travaillait sur ce projet car au vue des premières simulation le fluide dolomitisant restait cantonné au corridor de fractures avec un effet très géométrique peu réaliste.

Préparation et déroulement des premières étapes de modélisation. Les simulations des phases diagénétiques se sont faites en plusieurs étapes. La première étape a consisté à paramétrer le modèle dans son ensemble et faire les premiers tests de simulation. La seconde étape s'est plus focalisée sur la paramétrisation de l'évolution de la particule du fluide dolomitisant en fonction de la distance parcourue et d'obtenir une meilleur sensibilité des paramètres par rapport notamment aux zones les plus dolomitisées.

En effet, comme expliqué précédemment le fluide perd son pouvoir dolomitisant au fur et à mesure de sa progression. Pour représenter ce phénomène, deux lois de décroissance associées à un coefficient sont disponibles à savoir les lois linéaire et exponentielle. Celle qui a été utilisée est la loi de décroissance linéaire. Il existe une seconde méthode qui a pour effet de réduire l'effet du fluide basée sur la régionalisation de l'agressivité. C'est-à-dire qu'il est possible d'attribuer différentes valeurs d'indice de fluide par secteur, mimant ainsi l'évolution du pouvoir du fluide.

Pour estimer le coefficient de décroissance et illustrer l'effet de ce dernier sur l'agressivité du fluide en fonction de la distance parcourue, il a fallu simplifier les conditions initiales du modèle. En effet, ce paramètre dépend de plusieurs paramètres qui eux-mêmes évoluent dans le temps et dans l'espace comme le montre les figures 5.77 à 5.79. Ainsi, afin d'améliorer la compréhension sur son impact au moins sur les premiers mètres parcourus, trois valeurs initiales d'agressivité de fluide ont été envisagées dans le calcul pour une valeurs moyenne d'indice de réactivité égale à 0.8 et de taille de segment des cellules traversées égale à 0.8m. Si on désire diminuer significativement l'impact du fluide, lors de la réaction pour un modèle donné, il est important d'avoir un ordre d'idée du coefficient de décroissance à renseigner. Comme le montre les figures 5.77 à 5.79 avec des pentes de plus en plus marquées à mesure que le coefficient augmente, il est préférable dans notre cas de rentrer un coefficient de décroissance autour de 0.01 plutôt que 0.1. Pour ce second cas, avec moins de 80m parcouru, selon Z, la valeur d'agressivité de la particule de fluide est trop faible (de l'ordre de 10^{-6}) pour significativement agir sur le modèle italien. C'est par ce travail d'estimation simplifié qui petit à petit a permis de modérer l'évolution du fluide dolomitisant.

Bien entendu, ce paramètre est estimé à partir de simplifications faites au départ (valeurs moyennes de la taille des cellules et des indices de réactivités, sans oublier la prise en considération que d'une direction de déplacement). C'est pourquoi les premiers résultats de simulations sont considérés comme des test-contrôles de l'impact du paramètre considéré sur un modèle déformé dont les cellules n'ont pas une taille identique et dont la trajectoire de la particule n'est pas unidirectionnelle.

Evolution de l'indice du fluide (noté IF ou WC)		Linéaire											
		coef_WC	WC_initiale	WC_t selon Z		nbr de cellules traversées en Z	D moyenne parcourue m	WC_t selon Z		nbr de cellules traversées en Z	D moyenne parcourue m		
Dz moyen	0,8	1,00E-02	1,00E-03	9,936E-04	3,974E-04	9,936E-06	1	0,8	7,254E-04	2,902E-04	7,254E-06	50	40
Dz min		4,00E-04	9,872E-04	3,949E-04	9,872E-06	2	1,6	7,208E-04	2,883E-04	7,208E-06	51	40,8	
Dzmax	0,001	1,00E-05	9,809E-04	3,924E-04	9,809E-06	3	2,4	7,161E-04	2,865E-04	7,161E-06	52	41,6	
		9,746E-04	3,899E-04	9,746E-06	4	3,2	7,116E-04	2,846E-04	7,116E-06	53	42,4		
Dz (à saisir)	5,76	9,684E-04	3,874E-04	9,684E-06	5	4	7,070E-04	2,828E-04	7,070E-06	54	43,2		
		9,622E-04	3,849E-04	9,622E-06	6	4,8	7,025E-04	2,810E-04	7,025E-06	55	44		
	0,8	9,561E-04	3,824E-04	9,561E-06	7	5,6	6,980E-04	2,792E-04	6,980E-06	56	44,8		
		9,499E-04	3,800E-04	9,499E-06	8	6,4	6,935E-04	2,774E-04	6,935E-06	57	45,6		
		9,439E-04	3,775E-04	9,439E-06	9	7,2	6,891E-04	2,756E-04	6,891E-06	58	46,4		
		9,378E-04	3,751E-04	9,378E-06	10	8	6,847E-04	2,739E-04	6,847E-06	59	47,2		
		9,318E-04	3,727E-04	9,318E-06	11	8,8	6,803E-04	2,721E-04	6,803E-06	60	48		
		9,258E-04	3,703E-04	9,258E-06	12	9,6	6,759E-04	2,704E-04	6,759E-06	61	48,8		
		9,199E-04	3,680E-04	9,199E-06	13	10,4	6,716E-04	2,686E-04	6,716E-06	62	49,6		
		9,140E-04	3,656E-04	9,140E-06	14	11,2	6,673E-04	2,669E-04	6,673E-06	63	50,4		
Résultat de WC tq	0,8	9,082E-04	3,633E-04	9,082E-06	15	12	6,630E-04	2,652E-04	6,630E-06	64	51,2		
IR=IL=0,8		9,024E-04	3,609E-04	9,024E-06	16	12,8	6,588E-04	2,635E-04	6,588E-06	65	52		
Ls=Dz à saisir		8,966E-04	3,586E-04	8,966E-06	17	13,6	6,546E-04	2,618E-04	6,546E-06	66	52,8		
		8,909E-04	3,563E-04	8,909E-06	18	14,4	6,504E-04	2,602E-04	6,504E-06	67	53,6		
		8,852E-04	3,541E-04	8,852E-06	19	15,2	6,462E-04	2,585E-04	6,462E-06	68	54,4		
		8,795E-04	3,518E-04	8,795E-06	20	16	6,421E-04	2,568E-04	6,421E-06	69	55,2		
		8,739E-04	3,495E-04	8,739E-06	21	16,8	6,380E-04	2,552E-04	6,380E-06	70	56		
		8,683E-04	3,473E-04	8,683E-06	22	17,6	6,339E-04	2,536E-04	6,339E-06	71	56,8		
		8,627E-04	3,451E-04	8,627E-06	23	18,4	6,298E-04	2,519E-04	6,298E-06	72	57,6		
		8,572E-04	3,429E-04	8,572E-06	24	19,2	6,258E-04	2,503E-04	6,258E-06	73	58,4		
		8,517E-04	3,407E-04	8,517E-06	25	20	6,218E-04	2,487E-04	6,218E-06	74	59,2		
		8,463E-04	3,385E-04	8,463E-06	26	20,8	6,178E-04	2,471E-04	6,178E-06	75	60		
		8,408E-04	3,363E-04	8,408E-06	27	21,6	6,139E-04	2,456E-04	6,139E-06	76	60,8		
		8,355E-04	3,342E-04	8,355E-06	28	22,4	6,099E-04	2,440E-04	6,099E-06	77	61,6		
		8,301E-04	3,320E-04	8,301E-06	29	23,2	6,060E-04	2,424E-04	6,060E-06	78	62,4		
		8,248E-04	3,299E-04	8,248E-06	30	24	6,022E-04	2,409E-04	6,022E-06	79	63,2		
		8,195E-04	3,278E-04	8,195E-06	31	24,8	5,983E-04	2,393E-04	5,983E-06	80	64		
		8,143E-04	3,257E-04	8,143E-06	32	25,6	5,945E-04	2,378E-04	5,945E-06	81	64,8		
		8,091E-04	3,236E-04	8,091E-06	33	26,4	5,907E-04	2,363E-04	5,907E-06	82	65,6		
		8,039E-04	3,216E-04	8,039E-06	34	27,2	5,869E-04	2,348E-04	5,869E-06	83	66,4		
		7,987E-04	3,195E-04	7,987E-06	35	28	5,831E-04	2,333E-04	5,831E-06	84	67,2		
		7,936E-04	3,175E-04	7,936E-06	36	28,8	5,794E-04	2,318E-04	5,794E-06	85	68		
		7,885E-04	3,154E-04	7,885E-06	37	29,6	5,757E-04	2,303E-04	5,757E-06	86	68,8		
		7,835E-04	3,134E-04	7,835E-06	38	30,4	5,720E-04	2,288E-04	5,720E-06	87	69,6		
		7,785E-04	3,114E-04	7,785E-06	39	31,2	5,684E-04	2,273E-04	5,684E-06	88	70,4		
		7,735E-04	3,094E-04	7,735E-06	40	32	5,647E-04	2,259E-04	5,647E-06	89	71,2		
		7,686E-04	3,074E-04	7,686E-06	41	32,8	5,611E-04	2,244E-04	5,611E-06	90	72		
		7,636E-04	3,055E-04	7,636E-06	42	33,6	5,575E-04	2,230E-04	5,575E-06	91	72,8		
		7,587E-04	3,035E-04	7,587E-06	43	34,4	5,539E-04	2,216E-04	5,539E-06	92	73,6		
		7,539E-04	3,016E-04	7,539E-06	44	35,2	5,504E-04	2,202E-04	5,504E-06	93	74,4		
		7,491E-04	2,996E-04	7,491E-06	45	36	5,469E-04	2,188E-04	5,469E-06	94	75,2		
		7,443E-04	2,977E-04	7,443E-06	46	36,8	5,434E-04	2,174E-04	5,434E-06	95	76		
		7,395E-04	2,958E-04	7,395E-06	47	37,6	5,399E-04	2,160E-04	5,399E-06	96	76,8		
		7,348E-04	2,939E-04	7,348E-06	48	38,4	5,364E-04	2,146E-04	5,364E-06	97	77,6		
		7,301E-04	2,920E-04	7,301E-06	49	39,2	5,330E-04	2,132E-04	5,330E-06	98	78,4		

$$WC(t+1) = WC(t) * (1 - I_z * I_L * coef_{WC})$$

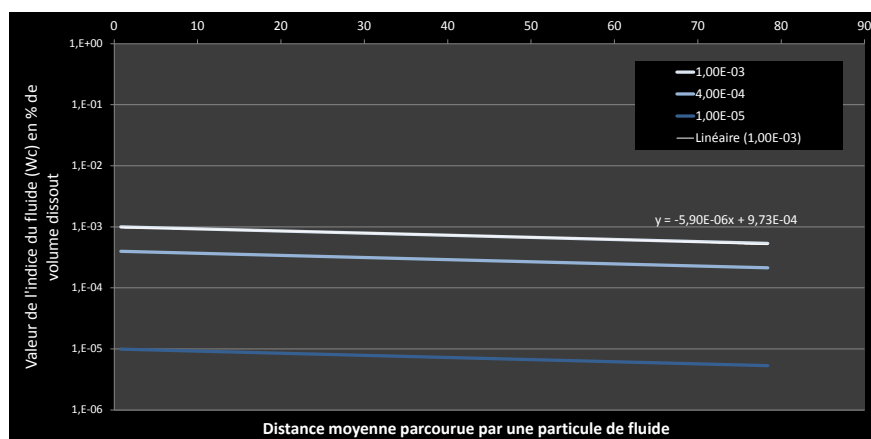


FIGURE 5.77 – Tableau de valeurs et représentation graphique de l'évolution de l'agressivité du fluide en fonction de plusieurs paramètres tels que la distance parcourue, la longueur moyenne d'un segment de cellule, l'indice de réactivité du faciès et le coefficient de décroissance de l'impact du fluide ($coef_{WC}$). Afin de simplifier la compréhension de l'évolution de l'agressivité du fluide, on a considéré le modèle avec une valeur de cellule moyenne de 0.8m, un indice de réactivité moyen de 0.8, trois valeurs initiales d'agressivité de fluide égales à 0.001, 0.0004, 0.00001 et un coefficient de décroissance égale à 0.01.

Evolution de l'indice du fluide (noté IF ou WC)													
Linéaire													
		coef_WC	WC_initiale	WC_t selon Z			nbr de cellules traversées en Z	D moyenne parcourue m	WC_t selon Z			nbr de cellules traversées en Z	D moyenne parcourue m
Dz moyen	0,8	1,000E-01	1,00E-03	9,360E-04	3,744E-04	9,360E-06	1	0,8	3,663E-05	1,465E-05	3,663E-07	50	4
Dz min			4,00E-04	8,761E-04	3,504E-04	8,761E-06	2	1,6	3,428E-05	1,371E-05	3,428E-07	51	40,8
Dzmax			1,00E-05	8,200E-04	3,280E-04	8,200E-06	3	2,4	3,209E-05	1,284E-05	3,209E-07	52	41,6
			5,76	7,675E-04	3,070E-04	7,675E-06	4	3,2	3,003E-05	1,201E-05	3,003E-07	53	42,4
Dz (à saisir)	0,8	7,184E-04	2,874E-04	7,184E-06	5	4	2,811E-05	1,124E-05	2,811E-07	54	43,2		
		6,724E-04	2,690E-04	6,724E-06	6	4,8	2,631E-05	1,053E-05	2,631E-07	55	44,0		
Résultat de WC tq IR=IL=0,8 Ls=Dz à saisir	0,8	6,294E-04	2,518E-04	6,294E-06	7	5,6	2,463E-05	9,852E-06	2,463E-07	56	44,8		
		5,891E-04	2,356E-04	5,891E-06	8	6,4	2,305E-05	9,221E-06	2,305E-07	57	45,6		
		5,514E-04	2,206E-04	5,514E-06	9	7,2	2,158E-05	8,631E-06	2,158E-07	58	46,4		
		5,161E-04	2,065E-04	5,161E-06	10	8	2,020E-05	8,079E-06	2,020E-07	59	47,2		
		4,831E-04	1,932E-04	4,831E-06	11	8,8	1,890E-05	7,562E-06	1,890E-07	60	48,0		
		4,522E-04	1,809E-04	4,522E-06	12	9,6	1,769E-05	7,078E-06	1,769E-07	61	48,8		
		4,232E-04	1,693E-04	4,232E-06	13	10,4	1,656E-05	6,625E-06	1,656E-07	62	49,6		
		3,962E-04	1,585E-04	3,962E-06	14	11,2	1,550E-05	6,201E-06	1,550E-07	63	50,4		
		3,708E-04	1,483E-04	3,708E-06	15	12	1,451E-05	5,804E-06	1,451E-07	64	51,2		
		3,471E-04	1,388E-04	3,471E-06	16	12,8	1,358E-05	5,432E-06	1,358E-07	65	52,0		
		3,249E-04	1,299E-04	3,249E-06	17	13,6	1,271E-05	5,085E-06	1,271E-07	66	52,8		
		3,041E-04	1,216E-04	3,041E-06	18	14,4	1,190E-05	4,759E-06	1,190E-07	67	53,6		
		2,846E-04	1,138E-04	2,846E-06	19	15,2	1,114E-05	4,455E-06	1,114E-07	68	54,4		
		2,664E-04	1,066E-04	2,664E-06	20	16	1,042E-05	4,170E-06	1,042E-07	69	55,2		
		2,493E-04	9,974E-05	2,493E-06	21	16,8	9,757E-06	3,903E-06	9,757E-08	70	56,0		
		2,334E-04	9,335E-05	2,334E-06	22	17,6	9,132E-06	3,653E-06	9,132E-08	71	56,8		
		2,184E-04	8,738E-05	2,184E-06	23	18,4	8,548E-06	3,419E-06	8,548E-08	72	57,6		
		2,045E-04	8,179E-05	2,045E-06	24	19,2	8,001E-06	3,200E-06	8,001E-08	73	58,4		
		1,914E-04	7,655E-05	1,914E-06	25	20	7,489E-06	2,996E-06	7,489E-08	74	59,2		
		1,791E-04	7,165E-05	1,791E-06	26	20,8	7,010E-06	2,804E-06	7,010E-08	75	60,0		
		1,677E-04	6,707E-05	1,677E-06	27	21,6	6,561E-06	2,624E-06	6,561E-08	76	60,8		
		1,569E-04	6,277E-05	1,569E-06	28	22,4	6,141E-06	2,456E-06	6,141E-08	77	61,6		
		1,469E-04	5,876E-05	1,469E-06	29	23,2	5,748E-06	2,299E-06	5,748E-08	78	62,4		
		1,375E-04	5,500E-05	1,375E-06	30	24	5,380E-06	2,152E-06	5,380E-08	79	63,2		
		1,287E-04	5,148E-05	1,287E-06	31	24,8	5,036E-06	2,014E-06	5,036E-08	80	64,0		
1,205E-04	4,818E-05	1,205E-06	32	25,6	4,714E-06	1,885E-06	4,714E-08	81	64,8				
1,127E-04	4,510E-05	1,127E-06	33	26,4	4,412E-06	1,765E-06	4,412E-08	82	65,6				
1,055E-04	4,221E-05	1,055E-06	34	27,2	4,129E-06	1,652E-06	4,129E-08	83	66,4				
9,878E-05	3,951E-05	9,878E-07	35	28	3,865E-06	1,546E-06	3,865E-08	84	67,2				
9,246E-05	3,698E-05	9,246E-07	36	28,8	3,618E-06	1,447E-06	3,618E-08	85	68,0				
8,654E-05	3,462E-05	8,654E-07	37	29,6	3,386E-06	1,355E-06	3,386E-08	86	68,8				
8,100E-05	3,240E-05	8,100E-07	38	30,4	3,170E-06	1,268E-06	3,170E-08	87	69,6				
7,582E-05	3,033E-05	7,582E-07	39	31,2	2,967E-06	1,187E-06	2,967E-08	88	70,4				
7,096E-05	2,839E-05	7,096E-07	40	32	2,777E-06	1,111E-06	2,777E-08	89	71,2				
6,642E-05	2,657E-05	6,642E-07	41	32,8	2,599E-06	1,040E-06	2,599E-08	90	72,0				
6,217E-05	2,487E-05	6,217E-07	42	33,6	2,433E-06	9,731E-07	2,433E-08	91	72,8				
5,819E-05	2,328E-05	5,819E-07	43	34,4	2,277E-06	9,108E-07	2,277E-08	92	73,6				
5,447E-05	2,179E-05	5,447E-07	44	35,2	2,131E-06	8,525E-07	2,131E-08	93	74,4				
5,098E-05	2,039E-05	5,098E-07	45	36	1,995E-06	7,980E-07	1,995E-08	94	75,2				
4,772E-05	1,909E-05	4,772E-07	46	36,8	1,867E-06	7,469E-07	1,867E-08	95	76,0				
4,466E-05	1,787E-05	4,466E-07	47	37,6	1,748E-06	6,991E-07	1,748E-08	96	76,8				
4,181E-05	1,672E-05	4,181E-07	48	38,4	1,636E-06	6,544E-07	1,636E-08	97	77,6				
3,913E-05	1,565E-05	3,913E-07	49	39,2	1,531E-06	6,125E-07	1,531E-08	98	78,4				

$$WC(t+1) = WC(t) * (1 - L_s * I_L * coef_{WC})$$

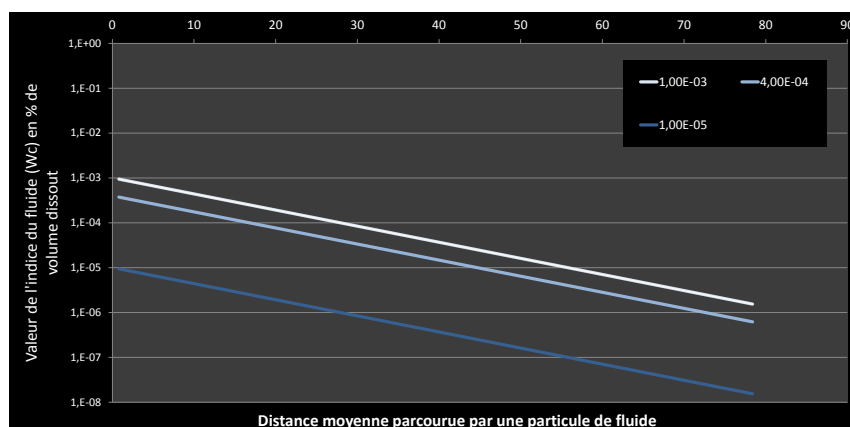


FIGURE 5.78 – Tableau de valeurs et représentation graphique de l'évolution de l'agressivité du fluide pour un coefficient de décroissance égale à 0.1.

Evolution de l'indice du fluide (noté IF ou WC)		Linéaire											
		coef_WC	WC_initiale	WC_t selon Z			nbr de cellules traversées en Z	D moyenne parcourue m	WC_t selon Z			nbr de cellules traversées en Z	D moyenne parcourue m
Dz moyen	0,8	1,000E-03	1,00E-03	9,994E-04	3,997E-04	9,994E-06	1	0,8	9,685E-04	3,874E-04	9,685E-06	50	40
Dz min			4,00E-04	9,987E-04	3,995E-04	9,987E-06	2	1,6	9,679E-04	3,872E-04	9,679E-06	51	40,8
Dzmax			1,00E-05	9,981E-04	3,992E-04	9,981E-06	3	2,4	9,673E-04	3,869E-04	9,673E-06	52	41,6
			5,76	9,974E-04	3,990E-04	9,974E-06	4	3,2	9,666E-04	3,867E-04	9,666E-06	53	42,4
Dz (à saisir)	0,8	9,968E-04	3,987E-04	9,968E-06	5	4	9,660E-04	3,864E-04	9,660E-06	54	43,2		
		9,962E-04	3,985E-04	9,962E-06	6	4,8	9,654E-04	3,862E-04	9,654E-06	55	44		
<div>Résultat de WC tq</div> <div>IR=IL=0,8</div> <div>LS=Dz à saisir</div>	0,8	9,955E-04	3,982E-04	9,955E-06	7	5,6	9,648E-04	3,859E-04	9,648E-06	56	44,8		
		9,949E-04	3,980E-04	9,949E-06	8	6,4	9,642E-04	3,857E-04	9,642E-06	57	45,6		
		9,943E-04	3,977E-04	9,943E-06	9	7,2	9,635E-04	3,854E-04	9,635E-06	58	46,4		
		9,936E-04	3,974E-04	9,936E-06	10	8	9,629E-04	3,852E-04	9,629E-06	59	47,2		
		9,930E-04	3,972E-04	9,930E-06	11	8,8	9,623E-04	3,849E-04	9,623E-06	60	48		
		9,923E-04	3,969E-04	9,923E-06	12	9,6	9,617E-04	3,847E-04	9,617E-06	61	48,8		
		9,917E-04	3,967E-04	9,917E-06	13	10,4	9,611E-04	3,844E-04	9,611E-06	62	49,6		
		9,911E-04	3,964E-04	9,911E-06	14	11,2	9,605E-04	3,842E-04	9,605E-06	63	50,4		
		9,904E-04	3,962E-04	9,904E-06	15	12	9,599E-04	3,839E-04	9,599E-06	64	51,2		
		9,898E-04	3,959E-04	9,898E-06	16	12,8	9,592E-04	3,837E-04	9,592E-06	65	52		
		9,892E-04	3,957E-04	9,892E-06	17	13,6	9,586E-04	3,835E-04	9,586E-06	66	52,8		
		9,885E-04	3,954E-04	9,885E-06	18	14,4	9,580E-04	3,832E-04	9,580E-06	67	53,6		
		9,879E-04	3,952E-04	9,879E-06	19	15,2	9,574E-04	3,830E-04	9,574E-06	68	54,4		
		9,873E-04	3,949E-04	9,873E-06	20	16	9,568E-04	3,827E-04	9,568E-06	69	55,2		
		9,866E-04	3,947E-04	9,866E-06	21	16,8	9,562E-04	3,825E-04	9,562E-06	70	56		
		9,860E-04	3,944E-04	9,860E-06	22	17,6	9,556E-04	3,822E-04	9,556E-06	71	56,8		
		9,854E-04	3,942E-04	9,854E-06	23	18,4	9,550E-04	3,820E-04	9,550E-06	72	57,6		
		9,848E-04	3,939E-04	9,848E-06	24	19,2	9,543E-04	3,817E-04	9,543E-06	73	58,4		
		9,841E-04	3,936E-04	9,841E-06	25	20	9,537E-04	3,815E-04	9,537E-06	74	59,2		
		9,835E-04	3,934E-04	9,835E-06	26	20,8	9,531E-04	3,812E-04	9,531E-06	75	60		
		9,829E-04	3,931E-04	9,829E-06	27	21,6	9,525E-04	3,810E-04	9,525E-06	76	60,8		
		9,822E-04	3,929E-04	9,822E-06	28	22,4	9,519E-04	3,808E-04	9,519E-06	77	61,6		
		9,816E-04	3,926E-04	9,816E-06	29	23,2	9,513E-04	3,805E-04	9,513E-06	78	62,4		
		9,810E-04	3,924E-04	9,810E-06	30	24	9,507E-04	3,803E-04	9,507E-06	79	63,2		
		9,803E-04	3,921E-04	9,803E-06	31	24,8	9,501E-04	3,800E-04	9,501E-06	80	64		
		9,797E-04	3,919E-04	9,797E-06	32	25,6	9,495E-04	3,798E-04	9,495E-06	81	64,8		
		9,791E-04	3,916E-04	9,791E-06	33	26,4	9,489E-04	3,795E-04	9,489E-06	82	65,6		
		9,785E-04	3,914E-04	9,785E-06	34	27,2	9,483E-04	3,793E-04	9,483E-06	83	66,4		
		9,778E-04	3,911E-04	9,778E-06	35	28	9,476E-04	3,791E-04	9,476E-06	84	67,2		
		9,772E-04	3,909E-04	9,772E-06	36	28,8	9,470E-04	3,788E-04	9,470E-06	85	68		
		9,766E-04	3,906E-04	9,766E-06	37	29,6	9,464E-04	3,786E-04	9,464E-06	86	68,8		
		9,760E-04	3,904E-04	9,760E-06	38	30,4	9,458E-04	3,783E-04	9,458E-06	87	69,6		
		9,753E-04	3,901E-04	9,753E-06	39	31,2	9,452E-04	3,781E-04	9,452E-06	88	70,4		
		9,747E-04	3,899E-04	9,747E-06	40	32	9,446E-04	3,778E-04	9,446E-06	89	71,2		
		9,741E-04	3,896E-04	9,741E-06	41	32,8	9,440E-04	3,776E-04	9,440E-06	90	72		
		9,735E-04	3,894E-04	9,735E-06	42	33,6	9,434E-04	3,774E-04	9,434E-06	91	72,8		
		9,728E-04	3,891E-04	9,728E-06	43	34,4	9,428E-04	3,771E-04	9,428E-06	92	73,6		
		9,722E-04	3,889E-04	9,722E-06	44	35,2	9,422E-04	3,769E-04	9,422E-06	93	74,4		
		9,716E-04	3,886E-04	9,716E-06	45	36	9,416E-04	3,766E-04	9,416E-06	94	75,2		
		9,710E-04	3,884E-04	9,710E-06	46	36,8	9,410E-04	3,764E-04	9,410E-06	95	76		
9,704E-04	3,881E-04	9,704E-06	47	37,6	9,404E-04	3,762E-04	9,404E-06	96	76,8				
9,697E-04	3,879E-04	9,697E-06	48	38,4	9,398E-04	3,759E-04	9,398E-06	97	77,6				
9,691E-04	3,876E-04	9,691E-06	49	39,2	9,392E-04	3,757E-04	9,392E-06	98	78,4				

$$WC(t+1) = WC(t) * (1 - L_s * I_t * coef_{WC})$$

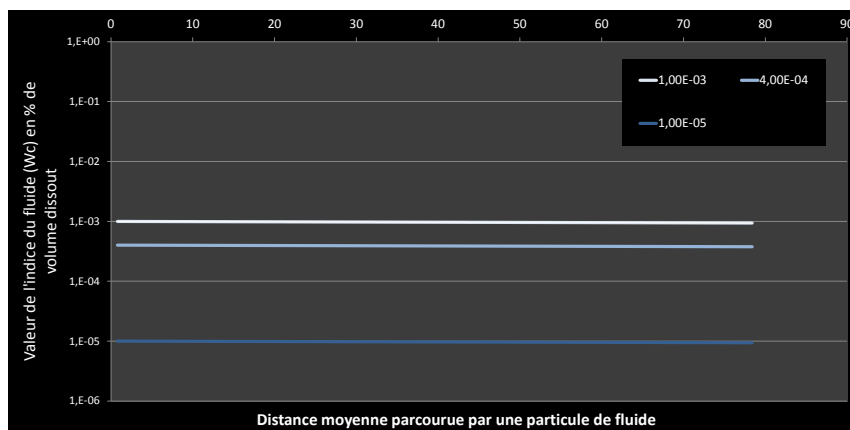


FIGURE 5.79 – Tableau de valeurs et représentation graphique de l'évolution de l'agressivité du fluide pour un coefficient de décroissance égale à 0.001.

5.3.3 Résultats des phases diagénétiques simulées par la méthode pseudo-génétique

La figure 5.80 regroupe deux animations représentant le résultat des deux phases de dolomitisation simulées à différents endroits sur le modèle. Un jeu de transparence a été appliqué afin de mieux distinguer les différences de localisation des fortes valeurs de dolomite. Pour les layers à proximité de la base du modèle, cf. figure 5.80a, l'étendue latérale s'explique pour deux raisons : un fluide dolomitique actif et agressif, et l'abondance des faciès de type AF1 à 3 fortement réactif à la dolomitisation.

En revanche, plus on se rapproche du toit du modèle, plus le fluide dolomitisant perd sa capacité d'action et les faciès intertidaux se rarifient. La dolomite se concentre principalement au niveau des corridors de fractures et son extension latérale est limitée, cf. figure 5.80b.

La figure 5.81 représente la proportion de dolomite à l'issue des deux phases de dolomitisation pour deux layers différents, illustrant les précédents propos.

D'un point de vue général, les fortes valeurs de dolomite sont majoritairement associées aux faciès les plus internes distribués sur le modèle. La dolomitisation suit bien les corridors de fractures particulièrement remarquables pour les faciès à faible potentiel de dolomitisation.

La figure 5.83 regroupe trois animations, chaque animation illustrant une phase diagénétique. En effet, l'animation 5.82a représente un résultat de la phase I de dolomitisation, l'animation 5.82b représente un résultat de la phase II de dolomitisation sur plusieurs couches ou layers verticaux tandis que l'animation ?? représente la phase de précipitation de ciment calcitique pour un layer donné à différents pas de temps.

L'animation 5.82a montre bien la diminution de la propagation latérale de la dolomitisation au fur et à mesure que le fluide dolomitique atteint les couches du toit du modèle.

Au niveau des sections étudiées sur le terrain, le calage à la proportion dolomitique est satisfaisant. En effet, la figure 5.84 montre le résultat d'une simulation de deux phases de dolomitisation au niveau du puits correspondant à la section 3. Les fortes valeurs de dolomite restent dans la zone localisée au puits avec la couleur prononcée rose - fushia. Les couches sus-jacentes sont affectées, de modérément à pas du tout, par la dolomitisation représentée par un dégradé de rose pâle à bleu. Plus la proportion de dolomite est faible, plus la couleur bleu foncé domine.

5.3.4 Discussions et Conclusions

Sur le modèle de mont Compomolon, un travail analytique complémentaire en sédimentologie et sur la diagenèse a été réalisé. Avant de représenter les effets des processus diagénétiques majeurs et leur étendu, un modèle de dépôt numérique a été construit. Ce modèle de dépôt correspond à une réalisation d'une simulation géostatistique utilisant la méthode SGS et a été obtenu à partir du cube de proportion des faciès.

A partir de ce modèle de dépôt et du calendrier diagénétique, le paramétrage des trois phases diagénétiques a été effectué. L'objectif de cette étude est d'être capable de représenter la circulation et la propagation d'au moins deux fluides dolomitisants. Ces derniers étant véhiculés principalement par le réseau de fracturation associé au calendrier structural.

De plus, les deux phases de dolomitisation n'affectent pas avec la même intensité les faciès d'origine. C'est pourquoi, il a fallu dans un premier temps établir par réaction, un degré de réactivité par faciès. Comme pour le modèle des Gorges du Nan, cette valeur a été obtenue en utilisant l'équation de la proportion dolomitique.

La simulation de la première phase de dolomitisation *per ascensum* dite massive a été paramétrée de telle sorte que le fluide puisse circuler dans le réseau de fractures et dans la matrice. En revanche, la seconde phase de dolomitisation emprunte exclusivement le réseau

(a)

(b)

FIGURE 5.80 – Représentation de l'évolution de la proportion de dolomite au cours des deux phases de dolomitisation :

(a) animation sur un layer près de la base du modèle (layer 4 ou L4) ;

(b) animation sur un layer près du toit du modèle (layer 119 ou L119). En rouge les sections représentées par des puits.

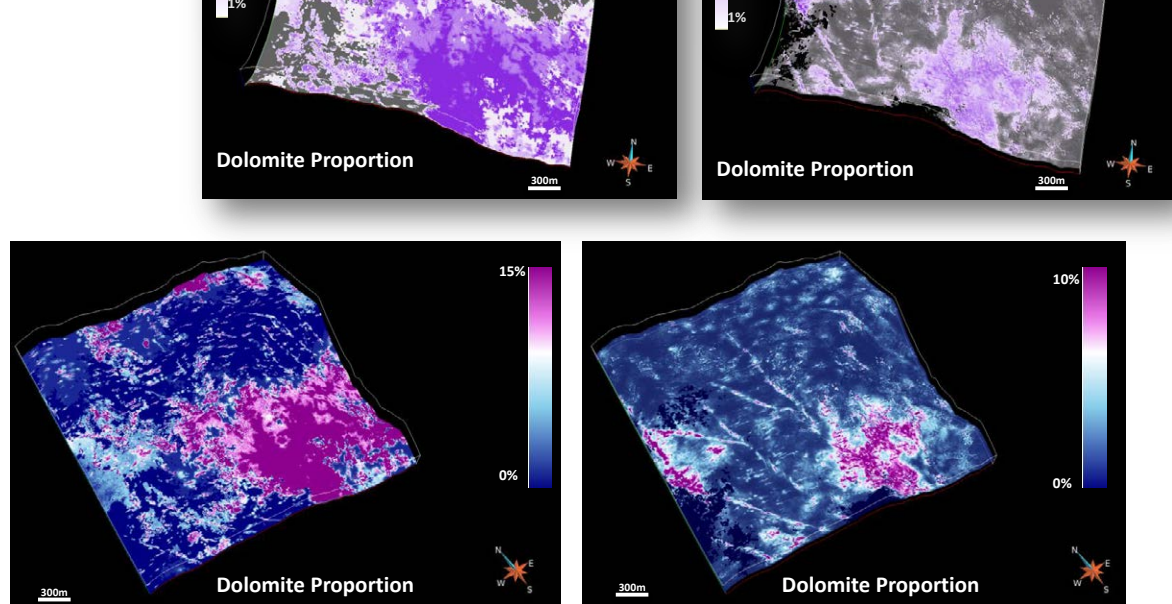


FIGURE 5.81 – Représentation sur un layer de la proportion de dolomite à l'issue des deux phases de dolomitisation simulées. L'image de gauche correspond au quatrième layer (en partant du bas) tandis que l'image de droite représente la distribution sur un des derniers layers du modèle.

de fractures. Au cours de ces deux phases, des échanges matrice-réseau de fractures (nommé aussi conduits) peuvent avoir lieu, rendant possible l'extension et la propagation latérale de la dolomitisation. Selon la phase considérée et les faciès rencontrés, la propagation latérale de la dolomite est plus ou moins étendue.

Les résultats montrent bien que la seconde phase de dolomitisation reste relativement limitée au réseau de fracturation, cf. figures 5.86 et ??, et ceci d'autant plus pour les couches à proximité du toit du modèle. En effet, le fluide dolomitisant perd de plus en plus sa capacité à dolomitiser au fur et à mesure de la distance parcourue. Par ailleurs, plus on se rapproche du toit du modèle, moins les faciès rencontrés sont réactifs au fluide diagénétique.

Entre les observations terrain et les résultats de simulation, on peut identifier des éléments remarquables comparables. Par exemple, la figure 5.86 compare les géométries obtenues au niveau du corps dolomitique TOY-TOC. D'après les mesures, les résultats de simulation sont légèrement au dessus des mesures terrain. En revanche, le corps dolomitique est assez bien identifié.

De même, la figure ?? montre des similitudes de structures plus dolomitisés à associer aux éléments observés sur l'affleurement à proximité de la section 2. Bien que la dolomitisation soit plus diffuse sur les images de simulation (figure ?? C), quelques éléments sont identifiables qui peuvent s'apparenter aux éléments TOJ et TO12 (figure ?? D). Par rapport aux dimensions, les résultats de simulations surestiment ces éléments. Le manque d'une totale convergence des similitudes des données observées, mesurées et simulées peut s'expliquer sur plusieurs points. Tout d'abord il est important de noter que les simulations n'atteignent pas les valeurs de dolomite estimées mais reste autour de 15%. Les premières simulations avec des proportions autour de 20-30% surestimaient trop les dimensions des corps dolomitiques, c'est pourquoi d'autres simulation ont été effectués en essayant d'obtenir des dimensions de corps dolomitiques plus reconnaissables. Ces dernières simulations ont en revanche des proportions de dolomite plus faibles que celles attendues.

Pour ce modèle, une des principales difficultés est de ne pas disposer de points de contrôle suffisants en profondeur (via des forages verticaux par exemple) et de sections transect de celles levées. De ce fait, il est difficile de se rendre compte si les 'images de dolomite' obtenues par couches sont fidèles à la réalité.

Si des forages sont effectués dans le futur, le modèle de dépôt risque d'être modifié ainsi que les propriétés pétrophysiques car l'étude disposera de plus de données dures et pourra donc mieux contraindre le modèle. Ces résultats montrent bien la capacité de l'outil à mo-

(a) Représentation de l'évolution de la proportion de dolomite au cours de la première phase de dolomitisation simulée. Animations effectuées sur un même layer mais à des pas de temps différents.

(b) Représentation de l'évolution de la proportion de dolomite au cours de la seconde phase de dolomitisation simulée. Les premières images représentent le résultat de la quantité de dolomite à l'issue de la phase 1 avec les réseaux de fractures associés. Animations de plusieurs layers pour un même nombre de pas de temps.

FIGURE 5.82 – Evolution de la proportion dolomitique au cours des deux premières phases diagénétiques : (a) phase I de dolomitisation massive, (b) phase II de dolomitisation *per ascensum*. En rouge les sections représentées par des puits.

(a) Représentation de la diminution de la proportion de dolomite au cours de la phase de cimentation calcitique. Animations effectuée sur un même layer mais à des pas de temps différents.

FIGURE 5.83 – Evolution de la proportion dolomitique au cours de la troisième phase diagénétiques (cimentation calcitique). Cette cimentation se traduit par une diminution de la présence de dolomie au niveau des corridors de fracture signalé par une disparition progressive de la couleur violette. En rouge les sections représentées par des puits.

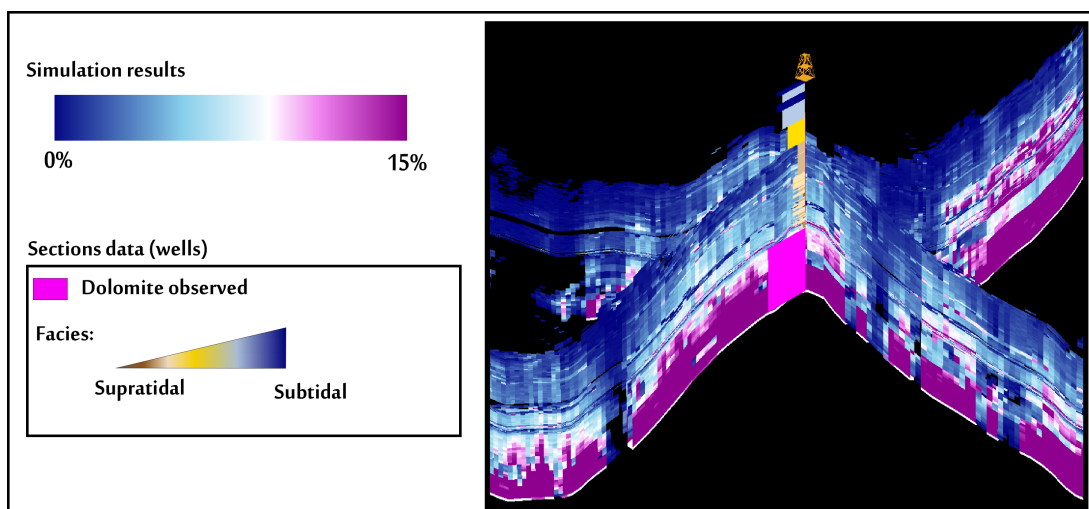


FIGURE 5.84 – Zoom au niveau du puits ou section 3 du résultat de deux phases de dolomitisation simulées.

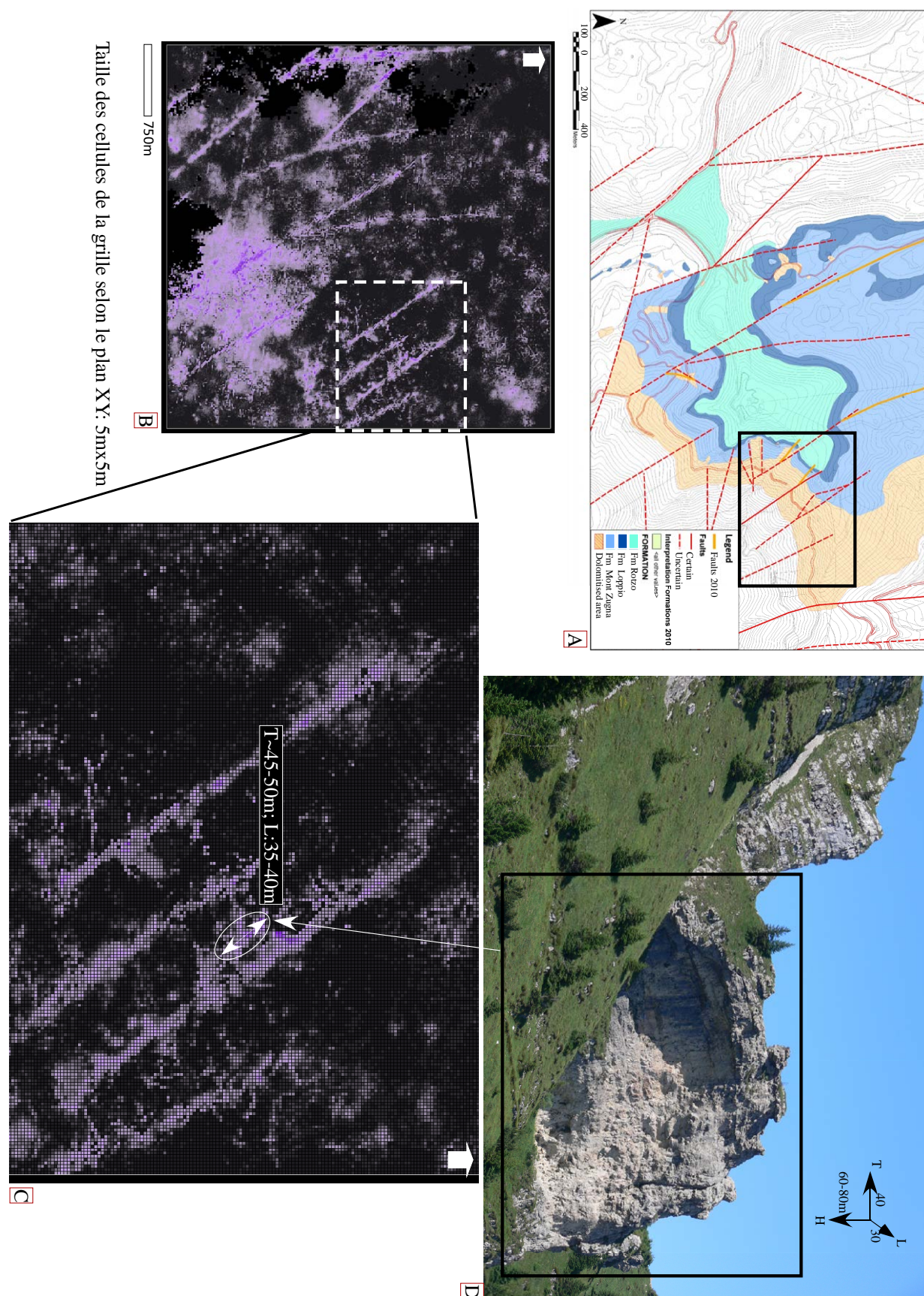


FIGURE 5.85 – Comparaison résultats de simulation et les observations terrain à l'est de la zone d'étude à proximité des coupes 6 et 7. A) Carte du réseau de fractures et B) image d'un résultat de simulation des deux phases de dolomitisation au top du modèle. Les images C et D) illustrent le même objet, le corps dolomitique TOY et TO C, issue de la simulation et du terrain respectivement. Note sur les images de simulation : la couleur violet représente la teneur en dolomite, un jeu de transparence a été appliqué pour que les plus fortes valeurs ressortent. Valeur maximale de la dolomite est de 15 %.

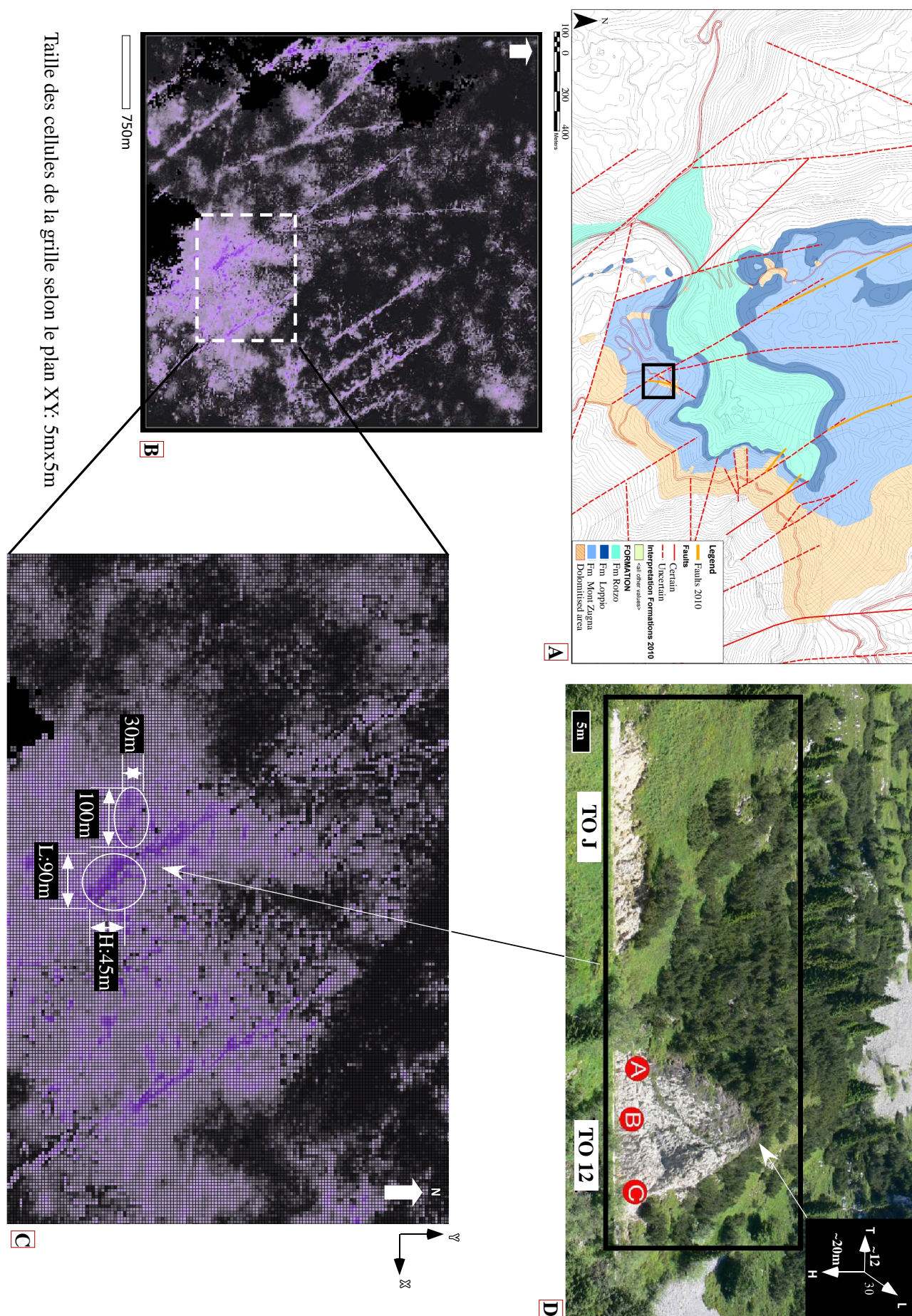


FIGURE 5.86 – Comparaison résultats de simulation et les observations terrain à proximité de la coupe 2. A) Carte du réseau de fractures et B) image d'un résultat de simulation des deux phases de dolomitisation au top du modèle. Les images C) et D) illustrent le même objet, les éléments dolomitiques TOJ et TO12, issue de la simulation et du terrain respectivement. Note sur les images de simulation voir 5.86.

déliser plusieurs fluides diagénétiques le long des réseaux de fractures sans pour autant être complètement satisfaisant.

Les résultats de la première phase de dolomitisation sont discutables. Pour obtenir un meilleur respect des données au niveau des puits, il est nécessaire de pouvoir mieux discriminer les différents types de dolomite. Or la seconde phase de dolomitisation a complètement occulté la première. Le mécanisme d'écoulement choisit est également discutable. Pour la première phase, l'écoulement *per ascensum* non stratiforme a été envisagé pour la modélisation. Il serait intéressant de simuler un autre mécanisme d'écoulement responsable de la dolomitisation par exemple un système convectif combinant un écoulement latéral et vertical afin de comparer les résultats de différents types d'écoulement.

CONCLUSION GÉNÉRALE

La caractérisation des roches carbonatées réservoirs revêt un enjeu majeur en géologie pétrolière. Pour y parvenir des modèles destinés à la prédiction de la distribution des corps sédimentaires et des effets diagénétiques au sein d'une formation ont été développés par des instituts de recherche et des entreprises pétrolières. Les descriptions et les méthodes existantes de nos jours intègrent en général des données pétrophysiques telles que la porosité et la perméabilité. En revanche, les caractères pétrographiques, minéralogiques ou géochimiques qui contribuent aux variations de ces dernières ne sont que trop rarement pris en compte. Ainsi, la diagénèse minérale, à l'origine de certaines de ces variations est peu souvent considérée dans la synthèse sédimentologique des réservoirs.

Depuis plusieurs années, la représentation des effets des phénomènes diagénétiques bénéficie d'un intérêt croissant dans les centres de recherche. Jusqu'à présent, ces derniers ont mis en place une méthode de modélisation le plus souvent déterministe s'appuyant sur les processus et les réactions physico-chimiques impliquées au cours de la diagénèse. De telles méthodes de modélisation sont capables de simuler le couplage entre les réactions chimiques locales (dissolution, précipitation de ciments par exemple), le transport des éléments dissous (principalement par advection et/ou dispersion) et l'évolution des propriétés pétrophysiques. Ces méthodes, qui tentent de résoudre les équations mises en oeuvre, sont de mieux de mieux maîtrisées grâce aux outils numériques de plus en plus performants aujourd'hui. Néanmoins, la complexité des équations, le manque d'informations et de données dures précises pour chaque épisode diagénétique rendent la validation de l'approche de modélisation discutable et délicate.

L'approche numérique utilisée dans ce mémoire est basée sur la méthode dite process-like ou pseudo-génétique. Elle consiste à reproduire génétiquement les effets de la diagénèse en s'affranchissant des équations physico-chimiques et en utilisant des outils mathématiques. La méthode est basée sur la simulation de l'interaction eau-roche et de son effet sur les propriétés réservoirs (porosité et perméabilité). La méthode de simulation repose sur le principe d'un **automate cellulaire** utilisant le déplacement de particules via un **simulateur de gaz sur réseau**. Ce type de modèle probabiliste permet l'intégration des processus spatiaux et temporels associés à la formation de corps diagénétiques.

Ce mémoire tente de concilier deux grands domaines que sont la géomodélisation et la diagénèse, par conséquent des concessions ont été faites dans chacun des domaines pour pouvoir répondre à la problématique posée. Ces concessions portent par exemple sur le temps imparti à l'acquisition, le traitement de la donnée analytique pour améliorer la compréhension du modèle de dépôt et/ou du modèle diagénétique, ainsi que sur la manipulation et la détermination de certains paramètres de l'outil de modélisation.

L'objectif principal de cette thèse était alors d'appliquer la méthode numérique sur deux cas d'études diagénétiques à travers la variabilité spatiale à plusieurs échelles, la reproduction de plusieurs phases diagénétiques successives, la discrimination des faciès sédimentaires et

diagénétiques et la reproduction des résultats minéralogiques pour l'étude de l'évolution diagénétique des carbonates.

Afin de comprendre et représenter les effets des phénomènes de la diagenèse et ceux particulièrement associés à la dolomitisation, deux formations géologiques ont été sélectionnées : les calcaires de la plateforme urgonienne (Crétacé Inférieur, Vercors, France) et les Calcaires Gris de la plateforme de Trente (Jurassique Inférieur, nord-est de l'Italie, sud des Alpes méridionales). La décision d'étudier ces deux cas était motivée par le souci d'aborder des contextes géologiques variés, par l'existence de descriptions sédimentologiques et/ou diagénétiques particulièrement avancées et détaillées, et enfin par l'accessibilité de ces formations. Pour chaque cas, des analyses et observations complémentaires en sédimentologie et diagenèse ont été réalisées.

L'étude pétrographique et géochimique d'une portion de la coupe des Gorges du Nan dans le Vercors (France) a mis en évidence une histoire diagénétique variée et complexe. En effet, cette dernière explicite plusieurs phases de dolomitisation entrecoupées d'évènements de dédolomitisation (calcitisation de la dolomite) suivis de phénomènes de cimentation et de dissolution. L'étude diagénétique de ce secteur a porté dans un premier temps sur la description précise des paragenèses associées à la dédolomitisation et la précipitation des différents ciments de calcite sparitique. En effet, par cette approche, le séquençage diagénétique a pu être établi, appuyé et étayé par des descriptions pétrographiques, des analyses géochimiques et minéralogiques. Les résultats des analyses géochimiques n'ont pas été utilisés directement sur l'outil de simulation mais majoritairement pour mieux comprendre l'histoire diagénétique et le ou les fluides mis en jeu.

Les évènements diagénétiques ont été décrits selon trois secteurs sur la coupe, à savoir le sommet de la séquence B₃ (HST B₃), l'intervalle sous-jacent la limite de séquence SB B₄ et la base de la séquence B₄ (TST B₄, cortège transgressif).

Une première phase de dolomitisation a affecté majoritairement les faciès internes de la plateforme urgonienne suivie d'une phase précoce de dédolomitisation avec la précipitation de silt vadose par endroit (principalement localisée au sommet de la séquence B₃). Une seconde phase de dolomitisation a affecté les calcaires de la section localisés dans l'intervalle sous-jacent la limite de séquence SB B₄ et à la base de la séquence B₄. Ce phénomène est caractérisé par une dolomite avec des zones de croissance cristallines bien identifiables dont certaines présentent de l'hydroxyde de fer.

Les mécanismes des phases de dolomitisation restent mal connus étant donné que les phénomènes diagénétiques suivants ont occulté leur signal.

A partir de la paragenèse, cinq phases majeures ont été particulièrement étudiées et traitées dans le modèle numérique. Le travail a été réalisé à petite échelle, c'est-à-dire celle de la portion presque hectométrique. Réussir à reproduire la complexité et l'enchaînement des phases diagénétiques a été le premier défi de cette étude, d'autant plus que les données dures sur les phases de dolomitisation ne sont pas préservées. Plusieurs scénarios sur l'enchaînement des cinq phases diagénétiques ont été supposés et un seul a été pris en compte pour les simulations. Ce scénario simplifié a permis de reproduire l'effet de la diagenèse en essayant de satisfaire la géologie et l'écoulement de fluide. L'histoire diagénétique paraît simplifiée mais ne sacrifie pas le résultat souhaité.

Bien que plusieurs types de dolomite aient été identifiés, la dolomitisation a été simulée comme un évènement unique. Les mécanismes majeurs impliqués dans sa formation étant

mal connus et que cette phase conditionne les phases diagénétiques suivantes, trois scénarios d'écoulement de fluide(s) dolomitisant(s) ont été établis : un modèle d'écoulement latéral et deux modèles d'écoulement *per descensum*.

La différence entre les deux modèles *per descensum* réside exclusivement sur les surfaces d'infiltration, soit multiple soit unique. L'infiltration multiple a une double interprétation, elle permet d'envisager soit un fluide dolomitisant circulant par des drains stratigraphiques ou bien illustre des épisodes multiples de dolomitisation stratiforme par exemple.

Une fois le mode d'écoulement du fluide diagénétique déterminé pour chaque phase et que la composition minéralogique de chaque faciès considéré, la paramétrisation et la représentation numérique ont été effectués pour chaque réaction. La paramétrisation s'est essentiellement basée sur une équation associée au changement minéralogique. Plusieurs simulations ont été lancées afin de déterminer la valeur des paramètres clés en jeu. C'est pourquoi la simulation de la phase de dolomitisation s'est faite à part et en plusieurs essais. En effet, au moment de l'estimation des paramètres les pronostics d'évolution sont le plus souvent estimés en 1D, c'est pourquoi des essais sur le modèle sont nécessaires pour contrôler et ajuster les valeurs des coefficients une fois les premiers résultats obtenus. A chaque pas de temps de simulation, les propriétés pétrophysiques sont recalculées suite au passage des particules, par conséquent au fur et à mesure de la simulation les estimations faites en amont peuvent être sous- ou sur-estimées.

La simulation de la phase de dolomitisation sur les trois modèles a permis d'étudier plusieurs comportements du fluide dolomitisant. Les modèles latéral et *per descensum* multi-infiltré fournissent des résultats proches des données observées à savoir les géométries complexes pour les zones fortement dolomitisées. En revanche, après comparaison quantitatif des résultats, deux scénarii sur les trois semblent mieux correspondre aux données mesurées (la proportion relative de dolomite), à savoir les modèles *per descensum* simple et multiple. Le scénario avec infiltration multiple semble correspondre le mieux au regard du coefficient de corrélation. En revanche, les valeurs de dolomite, bien que plus corrélables que celles des deux autres scénarii, sont surestimées, c'est-à-dire que la réaction de dolomitisation simulée est exagérée.

Il serait intéressant de simuler à nouveau ce scénario en se focalisant sur deux-trois paramètres afin de mieux satisfaire la proportion dolomitique, comme par exemple le temps numérique, l'agressivité du fluide dolomitisant et l'indice de réactivité. En effet, en diminuant le temps de simulation et en maintenant les deux autres paramètres, la propagation verticale de la dolomitisation sera moins avancée. En revanche en diminuant seulement le pouvoir dolomitisant du fluide ($WC = \text{Water Capacity}$), la proportion de dolomie sera diminuée sans pour autant affecter la propagation verticale du front.

Du point de vue des géométries des corps diagénétiques, les résultats du modèle latéral paraissent plus proches des données d'affleurement. L'ensemble des phases simulées permet d'obtenir des variations de composition minéralogique pour chaque minéral présent et d'obtenir une hétérogénéité complexe. Un autre avantage du choix de cette étude est de pouvoir représenter et combiner des transformations diagénétiques dépendantes (dolomitisation-dédolomitisation) et indépendantes (précipitation de ciment sparitique et dolomitisation).

La phase de dédolomitisation a été représentée comme une phase unique avec un écoulement *per descensum* multi-infiltré. Les phases suivantes suivent le même type d'écoulement et ont été simulées en une fois à l'issue de la phase de dédolomitisation. La simulation d'un scénario a permis de se rendre compte des étapes clés de réflexion pour lier un modèle

conceptuel à sa réalisation numérique. Bien que toutes les données ne soient pas toujours disponibles, la représentation numérique est également un outil d'aide sur le poids des paramètres influents (faciès, fluides mis en jeu, temps de réaction) sur le résultat obtenu (hétérogénéité pétrophysique, proportion des minéraux, distribution des géométries diagénétiques).

La simulation des phases qui a suivie la dolomitisation et la dédolomitisation a montré notamment l'influence du choix de l'indice du fluide sur les résultats de porosité notamment. Il serait judicieux à l'avenir de mieux apprécier ce paramètre en faisant plusieurs simulations avec plus de valeurs et ainsi mieux quantifier son influence et son utilisation.

Dans ce cas, la donnée dure sur laquelle l'ensemble des simulations a été lancé est la proportion de dolomite. En effet, pour ce secteur les données pétrophysiques ne sont pas des données dures d'entrée. Dès que la diagenèse est à aborder, la principale difficulté est d'essayer d'estimer les propriétés pétrophysiques avant la représentation du ou des phases diagénétiques. Cette difficulté est le plus souvent impossible à obtenir, il est alors nécessaire d'émettre des hypothèses en se basant sur le travail des affleurements équivalents moins affectés par la diagenèse. Dans le cas du Vercors, ne connaissant pas ces valeurs, la solution choisie a été de reproduire un contraste de valeurs de la pétrophysique ce qui ajoute un degré d'incertitude.

La seconde application portait sur les Calcaires Gris du Lias (nord-est de l'Italie) et a consisté principalement à représenter deux phases *per ascensum* de dolomitisation le long des réseaux de fractures suivies d'une phase de précipitation de ciment calcitique au voisinage des fractures. L'étude sédimentologique a permis dans un premier temps de représenter le modèle de dépôt. La principale difficulté était d'estimer la distribution des faciès d'origine avant la première phase de dolomitisation occultante et massive. Ce travail a pu être effectué à l'aide d'une application se basant sur les concepts de la stratigraphie séquentielle pour contraindre la modélisation stochastique de faciès lors de la réalisation d'un modèle réservoir. Ce dernier a été réalisé à l'échelle de l'affleurement à partir de plusieurs sections. De plus, la formation la plus affectée par la dolomitisation est constituée d'une succession de cycles intertidaux qu'il a fallu estimer.

La simulation de chacune des phases de dolomitisation a permis d'obtenir une distribution de proportion de dolomite en deçà de celle désirée sur l'ensemble du modèle. Les deux principales difficultés pour la première phase étaient d'estimer son impact par rapport à la seconde et le rôle joué par les fractures. En effet, les deux phases se succédant, il n'est pas facile sur le terrain de les distinguer. En revanche, la seconde phase est principalement associée aux discontinuités et sa propagation latérale aux faciès rencontrés. Cette seconde phase a nécessité plusieurs essais de simulation pour réussir à décroître le pouvoir dolomitisant du fluide à proximité des corridors de fractures sans satisfaire complètement les proportions de dolomite. La solution proposée pour réussir à mieux caler l'estimation de la proportion de dolomie est de travailler sur le coefficient de décroissance du pouvoir dolomitissant du fluide ($WC = \text{Water Capacity}$) et le temps de simulation.

Les résultats de simulation ont permis de discuter le mécanisme supposé responsable de la première phase de dolomitisation.

Les travaux menés dans le cadre de cette thèse et les résultats obtenus confirment que l'intégration d'outils mathématiques, l'utilisation d'une approche numérique pseudo-génétique et l'exploitation des résultats d'analyses sont compatibles et complémentaires pour reproduire les effets de la diagenèse dans les roches carbonatées.

La méthodologie utilisée ici a permis de contribuer à reproduire des épisodes diagénétiques

qui se succèdent, de discuter et de tester les hypothèses sur les mécanismes d'écoulement responsables de ces épisodes. De plus, les résultats obtenus constituent une base de données relative à la reproduction des effets des processus diagénétiques.

Cette approche sert à reproduire et prédire l'hétérogénéité de faciès, de porosité, de perméabilité et de composition minéralogique issues de la diagenèse dans les réservoirs carbonatés. L'objectif de ce projet de mémoire est de pouvoir représenter les effets des phénomènes diagénétiques en utilisant une approche numérique, alternative de celles existantes actuellement, se basant sur le principe d'un automate cellulaire.

Recommandations et perspectives. Ce travail a été réalisé afin de mieux se rendre compte, à partir de deux études de cas, comment reproduire de manière satisfaisante un modèle diagénétique conceptuel. Ce projet a également permis de faire le point sur les paramètres clés à utiliser et sur certaines limites de la paramétrisation.

Pour le secteur des Gorges du Nan, il serait intéressant de lancer des simulations complémentaires suivant le scénario le plus fidèle à l'étude diagénétique et de comparer avec les résultats obtenus du scénario 1.

Pour le secteur italien, une des recommandations serait de poursuivre l'étude de l'impact du fluide diagénétique et de son évolution. Pour ce qui concerne l'étude diagénétique, la première phase de dolomitisation reste encore mal comprise et peut nécessiter un travail complémentaire.

Sur ces secteurs, l'accent a été mis particulièrement sur les phases de dolomitisation et de dédolomitisation, poursuivre le travail avec une meilleure connaissance de l'effet de ces phénomènes sur la pétrophysique serait un plus.

Pour améliorer l'outil et également la compréhension en 3D des phénomènes diagénétiques, il est important de maintenir la discussion entre les experts en diagenèse et ceux de la géomodélisation.

Pour ce projet, l'outil a toujours été amélioré pour les besoins des études ce qui a été déterminant sur la bonne réalisation des simulations.

Les formations étudiées ont l'avantage de couvrir un large éventail de faciès sédimentaires dont l'évolution peut être différente. Elles ne représentent toutefois que deux représentations particulières. Il serait maintenant intéressant d'appliquer cette méthode sur des études complémentaires, correspondant soit à des situations similaires, afin de vérifier le caractère 'commun' ou 'général', soit à des contextes très différents (composition détritique, phénomènes associés aux karsts), permettant ainsi d'améliorer l'outil, de l'adapter et *in fine* de disposer d'une importante base de référence.

Cette thèse a permis d'associer la pertinence du travail analytique et les travaux de modélisation, de combiner leurs atouts respectifs dans la caractérisation et la prédiction de l'hétérogénéité des réservoirs carbonatés.

Au regard des cas d'étude traités et du travail réalisé, l'approche numérique utilisée est un outil d'aide à la compréhension du modèle diagénétique. Il permet de simuler et visualiser les concepts envisagés et surtout de discuter le modèle diagénétique proposé. Chaque modèle obtenu est une représentation probable de la réalité, pour mieux appréhender les résultats, il est nécessaire de comparer qualitativement et quantitativement les données simulées avec le maximum d'informations de terrain et de données de sortie (les minéralogies, la pétrophysique et autres données dynamiques disponibles). Ce travail de représentation des effets de la diagenèse des carbonates en 3D utilisant le principe d'un gaz sur réseau est le premier du

genre et certainement pas le dernier.

CHAPITRE : A

ANNEXES: LES PROTOCOLES

A.1 PROTOCOLE EXPÉRIMENTAL POUR ANALYSE ISOTOPE DU STRONTIUM

Durée pour la préparation d'une série de 12 échantillons : 1 à 2 jours.

Lieu : Laboratoire UNIGE – pièce blanche, port de la blouse, charlotte, lunette et gants obligatoires.

1. Avoir au préalable pesé et disposé dans tubes de contenance 1 ou 2 ml entre 30 et 50 mg de poudre d'échantillon ;
2. Rincer une pipette avec de l'eau déionisée à l'aide d'une pince (pas de contact avec les doigts) ;
3. A l'aide du doseur et pipette, ajouter de l'acide acétique de la manière suivante :
 - 900 μ l par tube, bien mélangé (ne pas refermer les tubes),
 - 600 μ l, mélanger régulièrement afin que les bulles de gaz CO_2 s'évacuent (la présence de CO_2 inhibe la réaction de dissolution).
4. Mettre les tubes dans une centrifugeuse pendant 15' ;
5. Transférer le contenu des tubes dans les béchers (cf. photo) et laisser sécher, $\sim 1\text{h}30$ de séchage à 110°C sur paillasse. (une pipette par échantillon, ne pas récupérer le dépôt éventuel, procéder en 2×1 ml si nécessaire) ;
6. Ajouter 10 à 15 gouttes d'acide nitrique (14M) dans les béchers afin de dissoudre le reste de l'échantillon. Laisser sur paillasse chauffant au moins 45 min à 1h, afin que se forme une croûte de gel entourant le liquide ;
7. Fermer les béchers et laisser reposer sur la paillasse si fin de journée ;
8. Préparation des tubes de la colonne, cf. figure A.1 :
 - Rincer une première fois à l'eau ultra pure chacun des tubes,
 - Mettre dans chaque tube une petite frite' et bien la placer dans le tube à l'aide d'un capillaire pour une bonne adhésion à la paroi du tube,
 - Rincer à l'eau ultra pure à nouveau,
 - Faire une marque à l'aide de la règle et d'un marqueur 1 cm après la limite de la frite,
 - Injecter de la résine jusqu'à la marque faite en d),
 - Rincer à l'eau ultra pure jusqu'au 2/3,
 - Préparer 12 grosses frites dans de l'eau ultra pure et les mettre dans chaque tube à l'aide de la pince et bien les enfoncer dans les tubes à l'aide d'un capillaire afin d'éviter la présence de bulle d'air entre la résine et la frite.
9. Nettoyer la résine avec 0.05 M d'acide nitrique (remplir une fois tous les tubes ;
10. Ajouter 3 mml d'acide nitrique concentré à 3 M ;
11. Dans les béchers ajouter à l'aide de la pipette 2 ml de 1M d'acide nitrique et les déposer dans le bain marie à ultrason pendant 10' ;
12. Transférer le contenu des béchers dans les tubes de la colonne (cf. photo). 1 pipette par échantillon ;
13. Laver les tubes en deux fois :
 - 1M d'acide nitrique (1 ml),
 - 8M d'acide nitrique (3 ml),
14. Ajouter dans les tubes 0.05 M d'acide nitrique et récupérer le strontium des tubes dans de nouveaux béchers ;

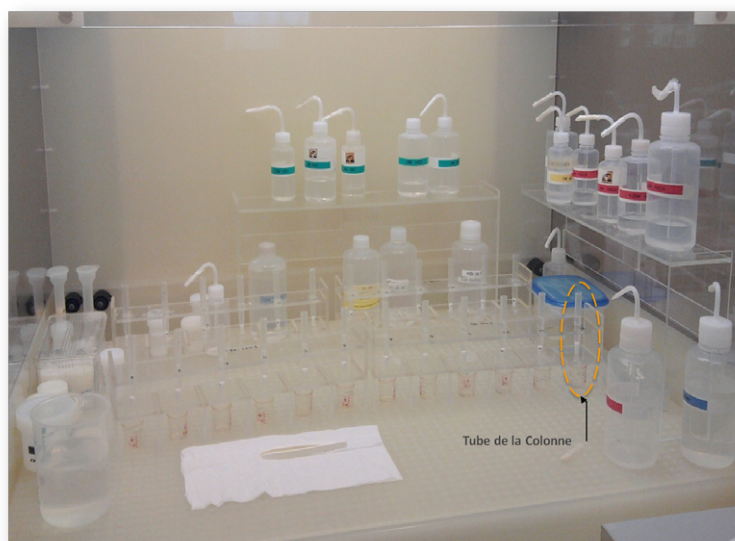


FIGURE A.1 – Illustration d'une colonne de tubes.

15. Faire sécher les nouveaux béchers soit 1h30 à 110°C soit toute la nuit à 100°C, cf. figure A.2.

Attention : Ne jamais déposer le matériel de mesure et de manipulation (pince, dosettes) directement sur la paillasse.

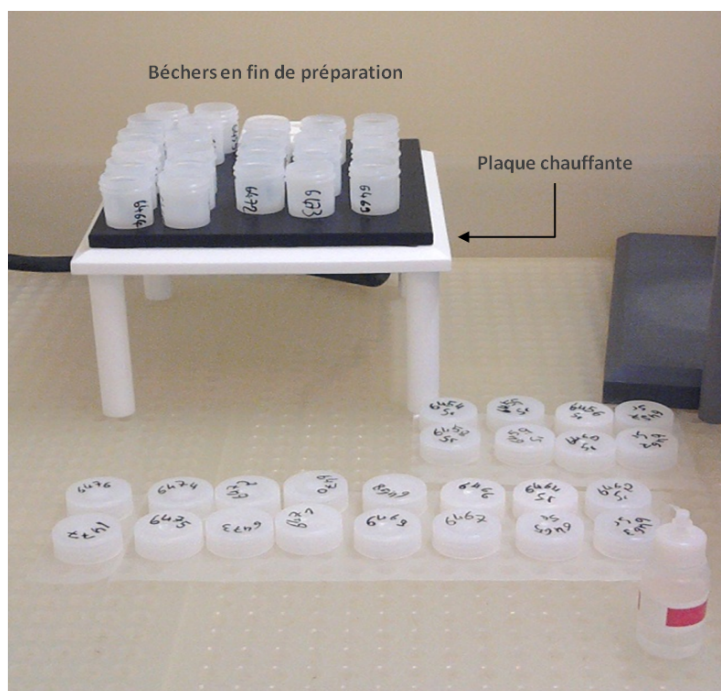


FIGURE A.2 – Dernière étape de préparation des échantillons : séchage des béchers.

A.2 ANNEXE : LES ÉLÉMENTS TRACES

PR-5 : Recherche des éléments en trace : Pastilles pressées

Echantillons Normaux (figure a, page 3):

La garniture de pressage en acier cimenté rouille très facilement ; il faut, par conséquent, la sécher soigneusement à l'aide d'un linge et la conserver dans un dessiccateur. Pour les détails concernant le matériel, voir Annexes 1 et 2 (a + b) et pour le fonctionnement de la presse, voir dans le dossier « Instruction de service » de la presse Herzog. Ce dossier se trouve dans le porte-document nommé « Etuve / Presse ».

1. Peser 10 à 15g de poudre de l'échantillon broyé et les mettre dans une capsule en porcelaine.
2. Ajouter au moins 20 gouttes (la valeur d'une pipette) de **Mowiol à 2%** (alcool de polyvinyle) et bien mélanger à l'aide d'un pilon et d'une spatule en caoutchouc, afin d'homogénéiser le tout. La quantité de liquide nécessaire dépend de la quantité de poudre et du type de roche.
3. Introduire le mélange dans la garniture de la presse en acier cimenté et bien tasser avec la spatule en caoutchouc. Enfoncer le piston verticalement, en le tournant légèrement, **de façon à ne pas le bloquer** (cf. figure a, page 3 : construction de la garniture).
4. Mettre le tout sous presse en tenant bien le fond de la garniture (pour éviter de se l'envoyer sur les pieds !), mettre la manette de pression sur « POMPAGE » et **pomper jusqu'à 4-5 tonnes, pendant 15 secondes, à l'aide du levier**. Davantage de pression ou de temps risquent d'endommager la pastille (fissure ou même cassure de celle-ci).
5. Mettre la manette de pression sur « DECOMPRESSAGE » et décompresser lentement à l'aide du levier. Sortir la garniture en faisant toujours attention de bien tenir le fond de celle-ci, et la retourner sur le piston. Enlever le fond de la garniture en acier cimenté et démouler la pastille en remettant le tout sous presse à l'envers (le piston de la garniture en bas). Faire attention de ne pas casser la pastille en la démoulant ! Pour cela, maintenir le tout avec une main, et pomper avec l'autre en essayant de garder la partie interne de la garniture en acier cimenté où se trouve la pastille en dehors de la vis de réglage de la presse (cf. Annexe 2, page 6 ; Photo de la démonstration du démoulage de la pastille).
6. Prendre la pastille **délicatement en la tenant par les bords**, et la poser dans une boîte en verre de Pétri qui aura préalablement été segmentée en 6 avec un stylo feutre noir. Chaque partie portera la dénomination de la pastille qui s'y trouve. Si la pastille se casse (cela signifie qu'il n'y avait pas assez de Mowiol) l'écraser dans la capsule en porcelaine, et rajouter un peu de Mowiol. Recommencer les points 3 à 6.

7. Mettre la boîte en verre de Pétri à l'étuve (délicatement, sans créer de secousse, afin d'éviter de mélanger les pastilles) pendant **min. 6 heures et à 110°C**.
8. Noter ensuite sur la tranche le nom de chaque pastille à l'aide d'un stylo feutre noir. Les mettre dans une petite boîte ronde en plastique qui sera étiquetée et portera le nom de la pastille, le numéro du projet, et la date actuelle. Ne pas oublier de mettre une mousse entre la pastille et le fond de la boîte ! Mettre les petites boîtes rondes dans une grande boîte rectangulaire en plastique portant le nom du propriétaire, ainsi que le numéro du projet, et la remettre aux mains de l'analyste. Donner également une liste de vos échantillons s.v.p. Nettoyer et ranger les boîtes en verre de Pétri.

Echantillons en petites quantités (figures b, c et d, page 4):

1. Mettre dans la garniture de pressage un tuyau en PVC de 20 ou 30 mm de diamètre.
2. La préparation de 5-10 g de poudre se fait de la même manière que pour les pastilles pressées normales (points 1 à 3).
3. Enfoncer le piston en plastique fortement à la main, en le tournant.
(cf. schéma b, page 4).
4. Sortir, si possible, d'abord le cylindre en PVC, pour éviter que la future partie intérieur de la pastille ne se casse.
5. Mélanger 10-12 g d'acide borique cristallisé « en poudre » avec 4-5 gouttes de Mowiol à 2%, et l'ajouter dans la garniture de pressage. La suite se fait de la même manière que pour les pastilles normales (points 3 à 7).

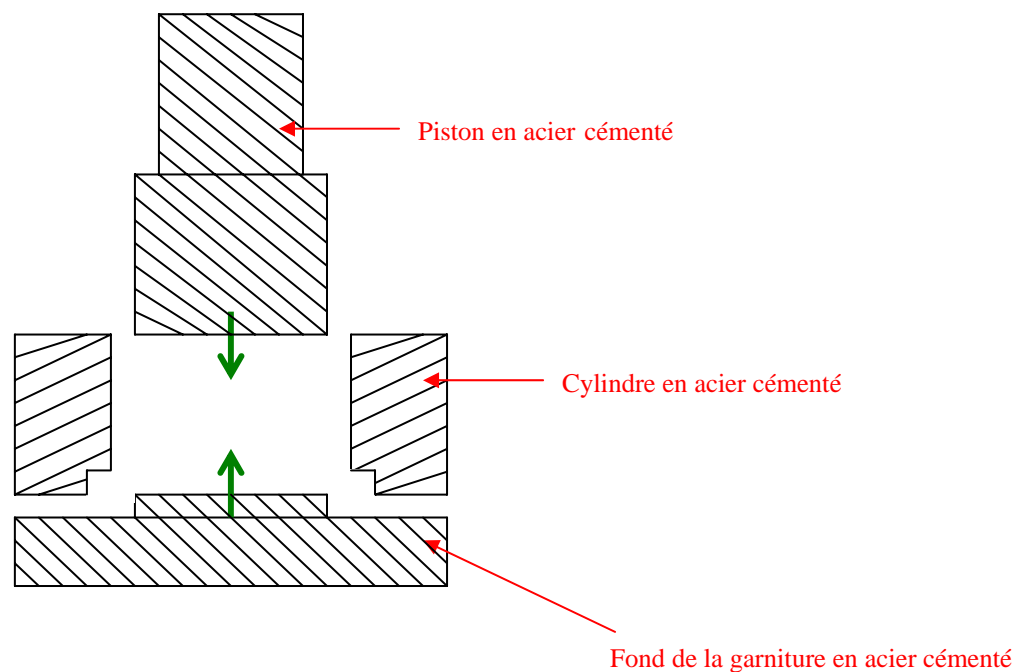
ATTENTION : APRES CHAQUE PRESSAGE, NETTOYER SOIGNEUSEMENT LA GARNITURE A L'EAU CHAUDE A L'AIDE D'UN CHIFFON AFIN D'EVITER LES CONTAMINATIONS !

Préparation de pastilles pressées normales, figure a :

Construction de la garniture :

Trois parties qui s'encastrent l'une dans l'autre ...

Figure a :

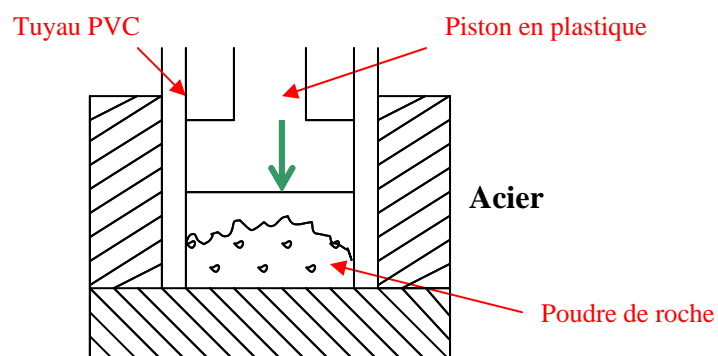


Remarque : il faut toujours mettre la partie large du piston à l'intérieur du cylindre !

Préparation des pastilles pressées à partir d'échantillons en petite quantité, figures b, c et d :

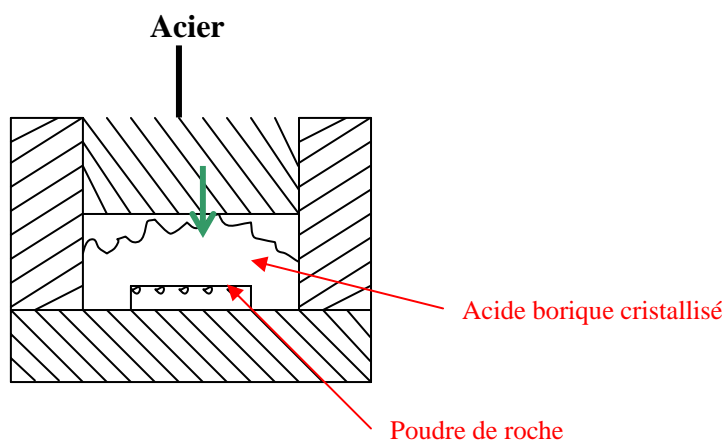
Procédure de 1 à 3 :

Figure b :



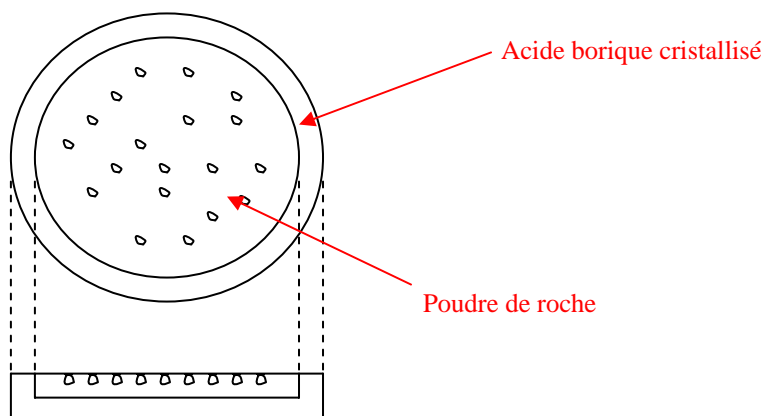
De 4 à 5 :

Figure c :



Pastille terminée :

Figure d :



Annexe 1 :

Pour la confection des pastilles pressées, il faut ... du matériel :

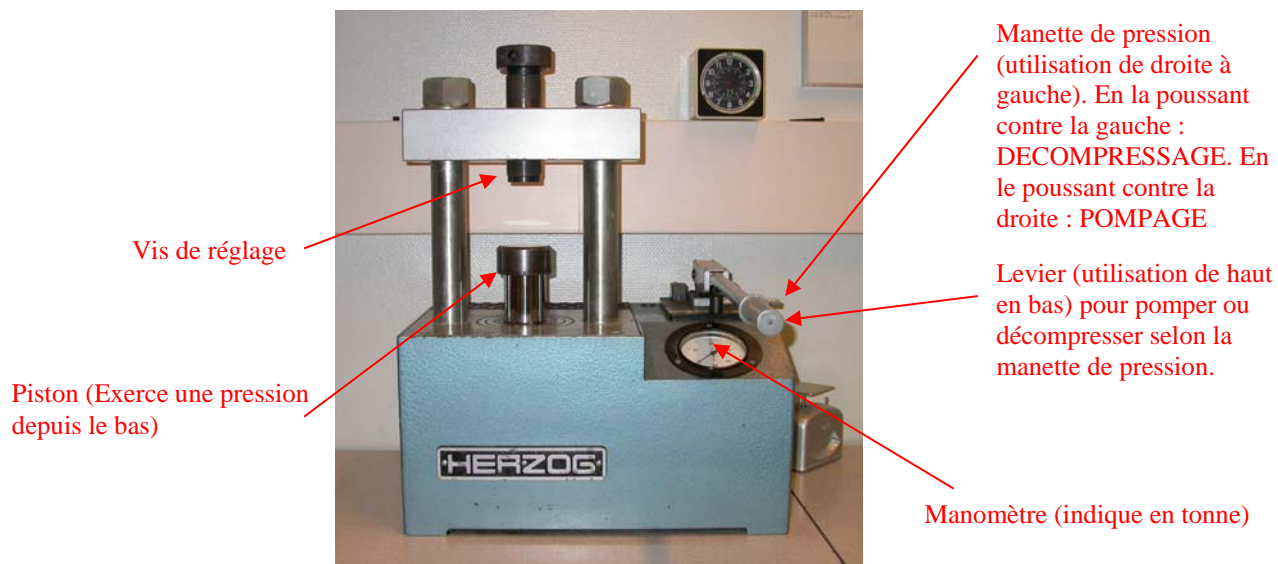
- Une presse hydraulique manuelle Herzog TP 40
- Une garniture de presse en acier cimenté (4 cm de diamètre)
- Une capsule en porcelaine (diamètre 10 cm) avec pilon
- Du papier pour protéger la surface de travail
- Une balance à lettre (maximum 50 g)
- Une pipette pasteur
- Une spatule en caoutchouc
- Une spatule métallique
- Un rouleau de feuilles en polypropylène (seulement si la poudre est un échantillon de glaise ou tout simplement collant) pour protéger la garniture en acier cimenté
- Une paire de ciseaux (uniquement pour le rouleau de polypropylène)
- Des Kleenex ou du papier ménage
- Des boîtes en verre de Pétri de 18.5 et 20 cm de diamètre (1 pour 6 pastilles)
- Des tuyaux en PVC de 2 ou 3 cm de diamètre + pistons ad hoc
- Un chiffon de nettoyage
- Une étuve Memmert 2000W chauffée à 110°C
- Un ou deux linges propres.

... des produits chimiques :

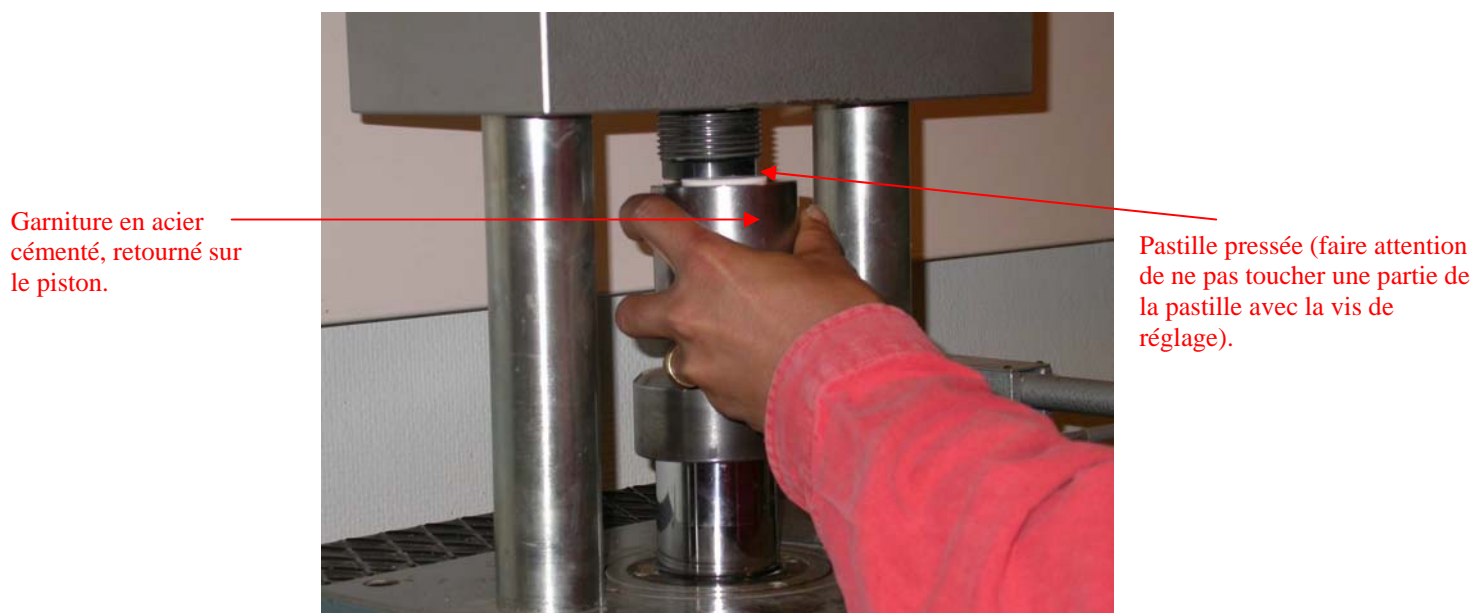
- De l'acide borique cristallisé, broyé (MERCK-100165 pour analyses)
- De la solution Mowiol à 2% (alcool de polyvinyle 4-88) de Plüsch-Stauffer (20g dans 1 l d'eau Nanopure ; 2% poids)
- De l'acétone (pour nettoyer les boîtes en verre de Pétri)
- De l'alcool à brûler (pour nettoyage également).

Annexe 2 :

a) Photo de la presse hydraulique manuelle Herzog TP 40 :



b) Photo de la démonstration du démoulage de la pastille:



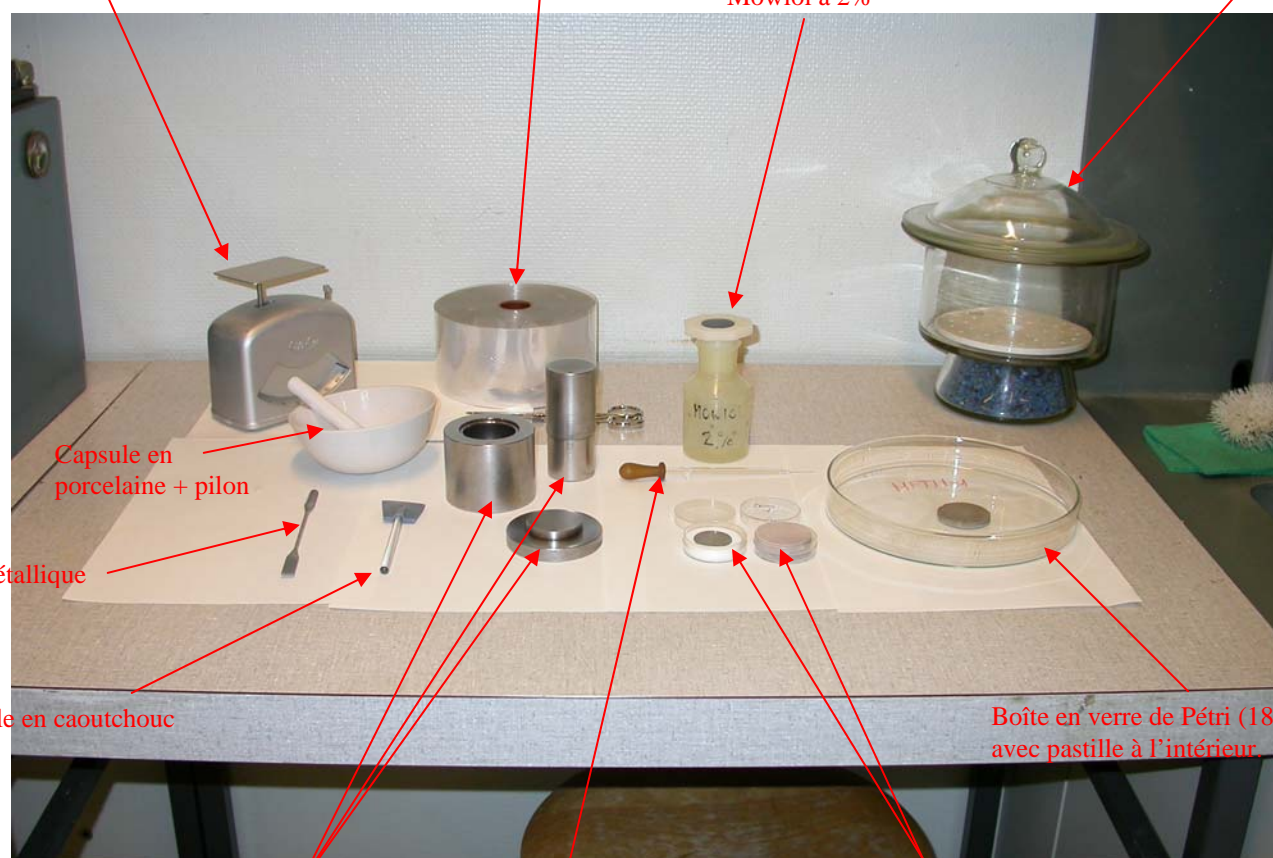
c) Photos du matériel utilisé pour la confection de pastilles pressées :

Balance à lettre (maximum 50 g)

Rouleau feuilles en polypropylène

Mowiol à 2%

Petit dessiccateur renfermant la garniture en acier cimenté



Capsule en porcelaine + pilon

Spatule métallique

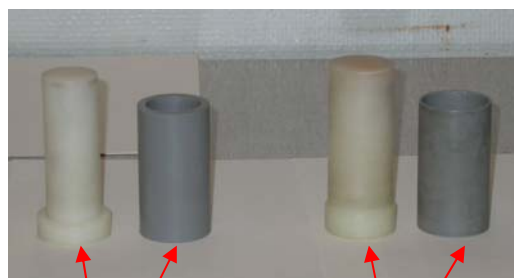
Spatule en caoutchouc

Garniture en acier cimenté (en trois parties)

Pipette pasteur

Pastilles pressées (à gauche : réduite, à droite : normale) dans petites boîtes rondes en plastique

Boîte en verre de Pétri (18.5 cm) avec pastille à l'intérieur.



Tuyau en PVC (2 cm de diamètre) + pilon

Tuyau en PVC (3 cm de diamètre) + pilon



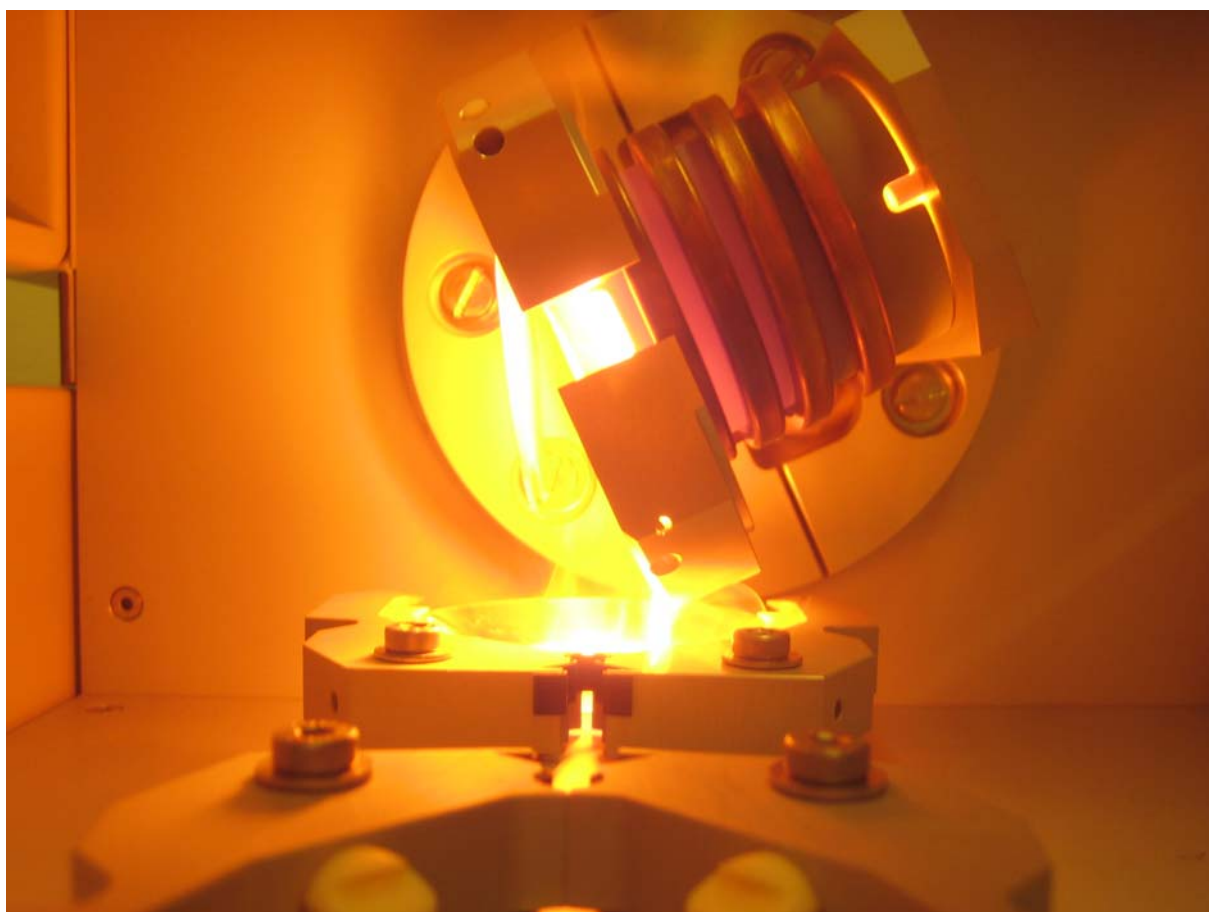
Tuyau en PVC (2 cm de diamètre) + pilon (vue de dessus)

Tuyau en PVC (3 cm de diamètre) + pilon (vue de dessus)

A.3 ANNEXE : LES ÉLÉMENTS MAJEURS

Mode opératoire PerlX'3

Confection d'une pastille de verre pour l'analyse
des majeurs par Fluorescence X



1. Mise en route du système de la perleuse PerlX'3 :

- Ouvrir la vanne d'eau froide (robinet vert, se trouvant sur la gauche de la perleuse) lentement et au maximum (cf. : *Annexe photo b, Photos des différentes vannes, page 5*).
- Vérifier que le transformateur soit enclenché et fonctionne normalement (si celui-ci se déconnecte, vérifier les fusibles du groupe n°25 dans le local 1095 du couloir général du BFSH-2, la clé 1123 l'ouvre).
- Contrôler la pression de l'air comprimé qui doit être comprise entre 5 et 8 bar. (sur la droite de l'appareil cf. : *Annexe photo b, Photos des différentes vannes, page 5*).
- Enclencher la ventilation qui se trouve au-dessus de la perleuse (cf. : *Annexe photo b, Photos des différentes vannes, page 5*).
- Enclencher la perleuse PerlX'3 au moyen de l'interrupteur principal (dans la porte de l'appareil) ainsi que l'interrupteur vert (sur le dessus). Avant que le couvercle ne s'ouvre l'appareil fait un auto alignement.
- Vérifier que la perleuse soit nettoyée. Si ce n'est pas le cas, prendre un papier humide et nettoyer le compartiment, le couvercle et le corps de chauffe, utilisé pour faire les pastilles.

2. Fabrication des pastilles fondues :

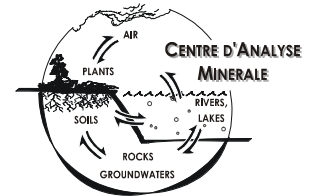
- Réduire le matériel calciné à 1050°C (*voir mode d'emploi PR-7 : Calcination*) en poudre très fine dans un mortier en agate (si le matériel se trouve être fondu après une calcination à 1050 °C, refaire la calcination de l'échantillon en réduisant la température à 1000 °C).
- Placer un verre de montre sur le plateau de la balance, tarer le verre de montre (-> 0.0000) et peser **6.0000 g** (± 0.0002 g) de tétraborate de lithium ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) bien sec (garder celui-ci à l'étuve pendant les pauses et à la fin du travail). Tarer à nouveau la balance (-> 0.0000), et ajouter **1.2121 g** (± 0.0002 g) de poudre calcinée de l'échantillon à analyser. Au cas où la pastille terminée se brise systématiquement (souvent le cas pour des roches carbonatées), rajouter environ 200 mg de NH_4I .
- Verser le **tout** dans un mortier en verre (évent. à l'aide d'un **pinceau propre** ou d'une **spatule en caoutchouc**) et homogénéiser pendant **2 min** avec un pilon pour obtenir une couleur **uniforme**. Utiliser la spatule en caoutchouc pour transvaser le mélange sur une feuille de papier.
- Transvaser ensuite le mélange dans un creuset Pt-Au de forme haute (cf. : *Annexe photo a, Photos du compartiment de la perleuse, page 5*).

3. Fusion de l'échantillon :

- Vérifier que le programme soit sur le numéro 1 (cf. : *Annexe photo c, Photos des tableaux d'affichage, page 6*).
- **Vérifier que le manchon en alumine se trouvant à l'intérieur du compartiment soit en bon état.** Si ce n'est pas le cas, contacter le coordinateur de projet.
- Placer délicatement le creuset Pt-Au contenant le mélange à fondre dans le compartiment de la perleuse.
- A l'aide d'une paire de bruxelles placer la coupelle en Pt-Au dans les « mâchoires » devant vous (et pas en dessous du creuset) en écartant doucement les mâchoires.
- Enclencher la fusion à l'aide du bouton Start blanc situé sur le devant de la machine.
Attention les doigts le couvercle de la perleuse se ferme automatiquement.
- Le cycle ne démarre pas si:
 - 1) Le creuset ou la coupelle en Pt-Au manquent
 - 2) On ne connecte pas l'eau ou l'air
 - 3) Un court-circuit a lieu (la coupelle ou le creuset touche le corps de chauffe)
 - 4) Le programme n'est pas sélectionné
 - 5) On n'appuie pas sur la touche blanche (!)
- Enclencher à nouveau la machine (s'adresser au coordinateur de projet si un autre problème survient !).
- Vérifier, dès que la 6^{ème} séquence de la perleuse est enclenchée, que le mélange soit bien réparti dans la coupelle. Si ce n'est pas le cas, appuyer sur les touches clear « 3 + 4 + 5 » pour arrêter le système et permettre l'ouverture du couvercle et la rotation de la coupelle. Puis saisir la coupelle à l'aide des bruxelles (attention très chaud) pour finir de répartir la fusion. Remettre la coupelle dans la « mâchoire » pour la laisser refroidir lentement.

Le cycle s'interrompt si :

- 1) On appuie sur la touche clear « 3 + 4 + 5 »
 - 2) Un court-circuit a lieu.
- Le nettoyage du creuset consiste à éliminer les principaux restes de fusion en fondant ceux-ci et en plongeant directement après la fusion le creuset dans le bac à ultrason. Si des perles résistent éliminer les avec le chalumeau. Pour l'allumer il faut ouvrir la vanne principale dans le couloir, puis les vannes de gaz et d'air comprimé sur le mur (voir annexe 2, photo b) puis allumer le chalumeau. En jouant avec le dosage de l'air et du gaz il faut obtenir une flamme bleue beaucoup plus chaude qu'une flamme jaune. Puis plonger le creuset dans le bac à ultrasons (**ne jamais gratter le creuset, et surtout la coupelle** car cela donne des irrégularités très gênantes)! Si après plusieurs



essai le creuset n'est toujours pas propre tremper le creuset, dans l'acide citrique à 20 % chauffé par un brûleur de Bunsen pendant 10 à 20 minutes sous la chapelle dans le local 1115 (Ne pas oublier de mettre des gants et des lunettes de protection !). Remettre le verre de montre et fermer la porte de la chapelle.

- Démouler la pastille froide, en tournant le moule et en tapant d'un petit coup sec sur une feuille de papier.
- Si la coupelle commence à s'incurver, il faut s'adresser au coordinateur de projet.
- Ecrire le numéro d'échantillon au feutre indélébile sur la face large de la pastille, qui n'a pas été en contact avec le fond de la coupelle. Mettre la pastille dans une petite boîte ronde en plastique qui sera étiquetée et portera le nom de la pastille, le numéro de projet et la date actuelle. Ne pas oublier de mettre une mousse entre la pastille et le fond de la boîte ! Mettre les petites boîtes rondes dans une grande boîte rectangulaire en plastique portant le nom du propriétaire, ainsi que le numéro de projet, et la remettre aux mains de l'analyste. Donner également une liste de vos échantillons s.v.p. **(Attention ne pas numéroté vos pastilles avec des noms trop compliqué ! MERCI)**

Déclenchement de la perleuse (fin de la journée de travail) :

1. Couper le gaz du brûleur de Bunsen et celui du chalumeau utilisés, ainsi que l'arrivée d'air pour le chalumeau.
2. Couper le gaz général (interrupteur dans le couloir).
3. Couper la ventilation au local de pastillage.
4. Nettoyer la perleuse (enlever les dépôts blancs en faisant attention) avec un papier humide.
5. Pour démonter le couvercle amovible, afficher le menu général en appuyant sur la flèche descendante à droite de l'affichage général, puis appuyer sur la touche n°4. **(Attention le couvercle peut être chaud).** Poser les deux pouces sur la pièce en laiton (voir photo X) Ensuite soulever le support complet en aluminium avec les doigts. Puis dévisser les deux vis qui serrent les petites barres d'alumine. Enfin enlever la dernière barre d'alumine et le couvercle en platine.
6. Mettre le couvercle en Pt, les tiges en alumine, les deux creusets, ainsi que la coupelle de la perleuse dans l'acide citrique à 20% et laisser pendant la nuit.
7. Appuyer sur le bouton rouge de la machine pour l'arrêter celle-ci ainsi que l'interrupteur principal à l'intérieur de la porte.
8. Couper l'arrivée d'eau froide.
9. Bien nettoyer la paillasse.
10. Eteindre la lumière de la chapelle.
11. Fermer la chapelle dans le local de chimie.

ATTENTION : NE PAS ETEINDRE LA VENTILATION DE LA CHAPELLE.

Annexe 1:

Pour confectionner les pastilles fondues, il faut...du matériel :

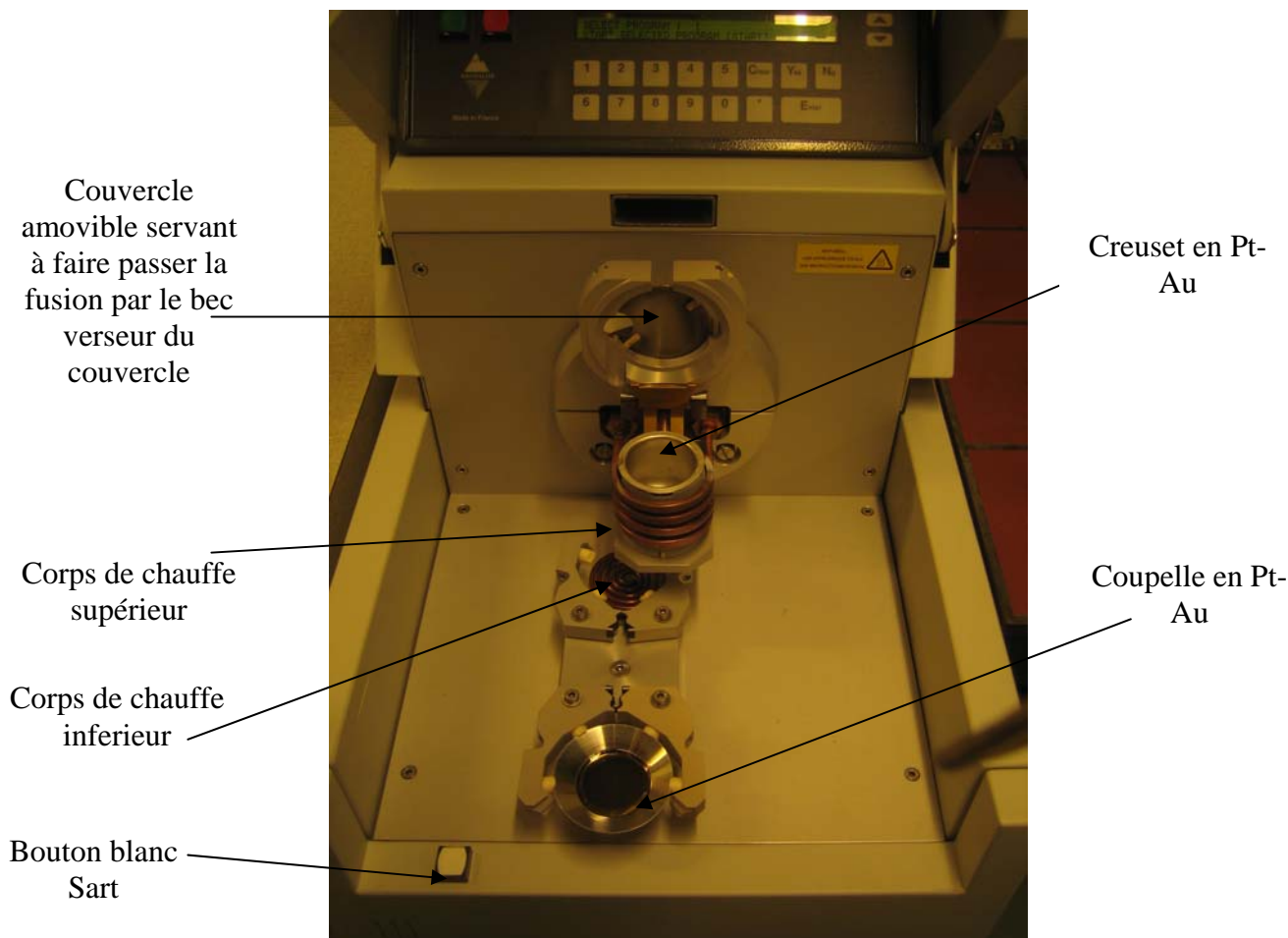
- Une perleuse Perl'X-.3- Microprocessing system
- Une balance analytique (précision 0.1 mg, tare au moins 20 g)
- Un mortier en verre avec pilon (15 cm de diamètre)
- Un mortier en agate avec pilon (10 cm de diamètre)
- Une paire de pinces à creuset (30 et 40 cm)
- Une paire de brucelles (pour la manipulation de la coupelle)
- Deux creusets forme haute Pt-Au (95/5%)
- Un verre de montre (8 cm de diamètre)
- Une spatule en caoutchouc
- Une spatule métallique
- Un brûleur de Bunsen (air / propane)
- Une coupelle de 4 cm de diamètre en Pt-Au (95/5%)
- Un bac à ultrasons
- Des boîtes rondes pour les pastilles avec des mousses
- Des kleenex ou du papier ménage
- Un chalumeau (air / propane) pour le pré-nettoyage des creusets
- Un ou deux linges propres.

...des produits chimiques :

- Du tétraborate de lithium ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, Spectromelt A10, art. Merck n°110783)
- De l'acide citrique monohydrate (CH_3COOH) préparer une solution à 20 %
- Du iodure d'ammonium (NH_4I , art. Merck n°101173) pour les carbonates uniquement

Annexe 2:

a) Photo du compartiment de la perleuse :

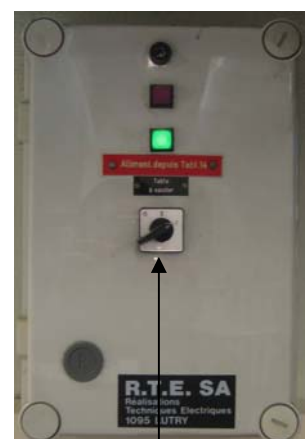


b) Photos des différentes vannes :



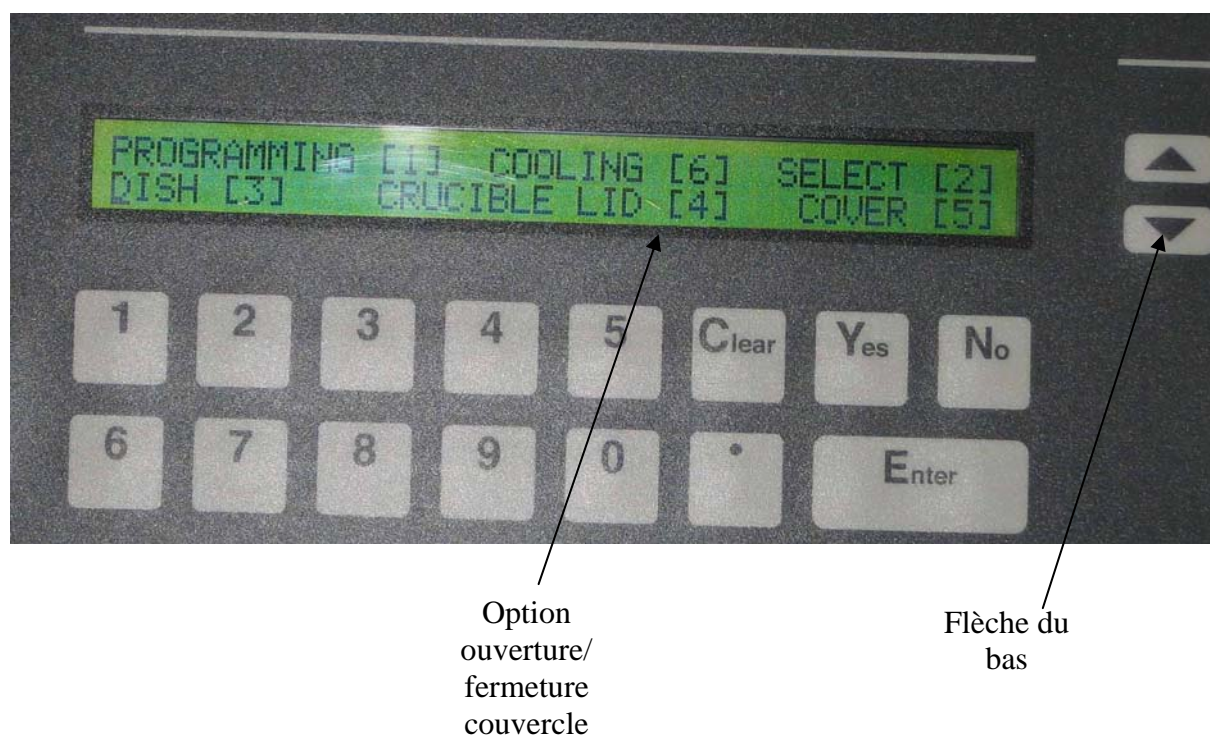
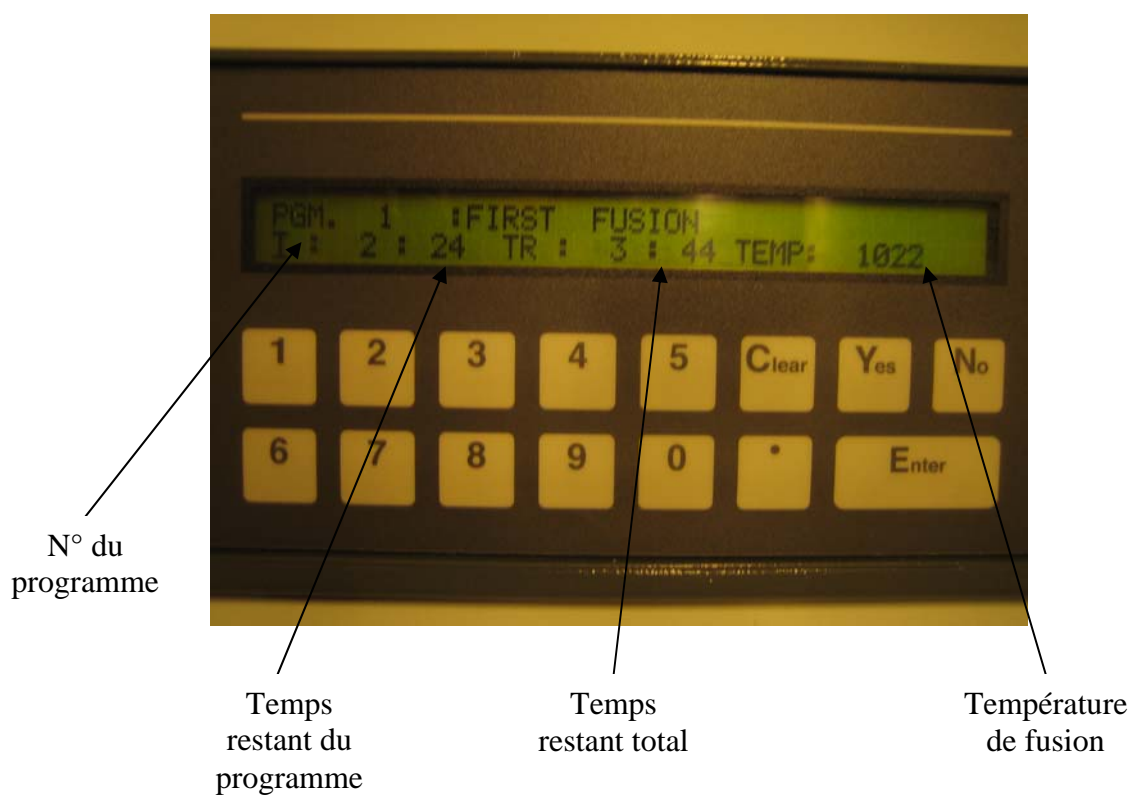
Vanne d'air comprimé

Vanne d'eau froide



Bouton de la ventilation

c) Photo des tableaux d'affichage:



d) Photo du démontage du couvercle en platine



CHAPITRE : B

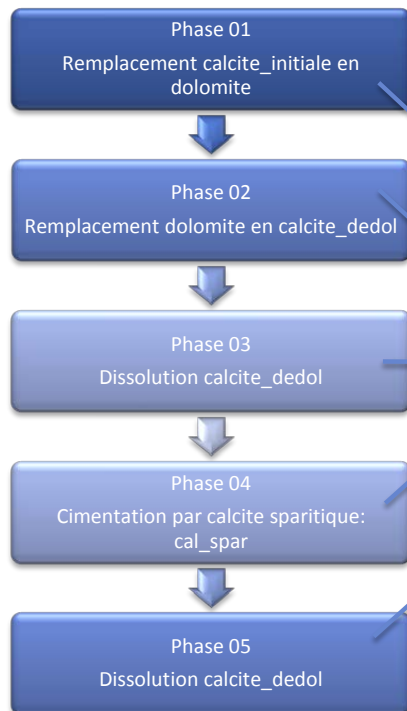
ANNEXES SUR LA MODÉLISATION DES GORGES DU NAN

B.1 PRÉSENTATION DES PLANCHES PORTANT SUR LA PARAMÉTRISATION DES MINÉRALOGIES

Les planches qui suivent illustrent le cheminement des réflexions :

- pour la détermination du nombre des faciès diagénétiques au cours des cinq phases à simuler (B1-01 et 02),
- du suivi de l'évolution de la minéralogie d'un faciès à l'issue de chacune des phases simulées (B1-03 et 09),
- sur les solutions envisagées pour effectuer la phase dedolomitisation comme désiré (B1-09 et 10).

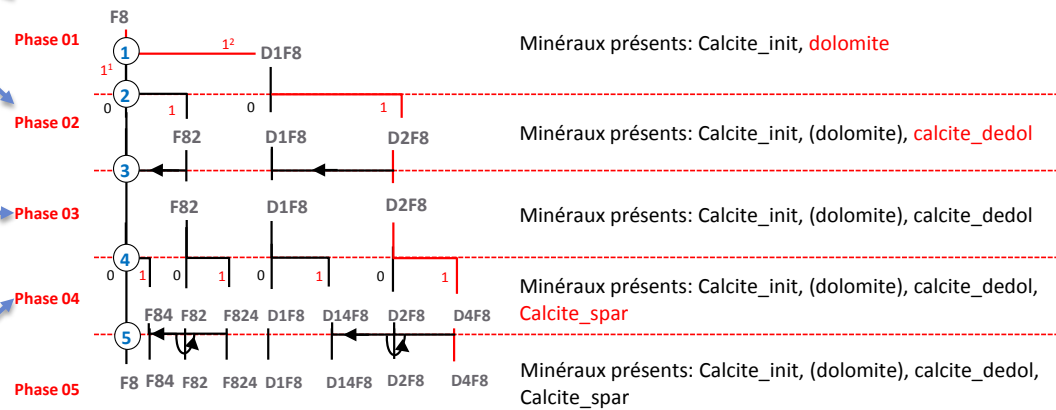
GODIAG Modélisation



Conditions initiales:
7 Faciès: F3, F6, F7, F8, F9, F10, F11
Minéralogie de départ pour les 7 faciès
d'origine: 100% Calcite_init

Conditions finales:
Nombre de Minéraux en fin de simulation: 4
• Calcite initiale notée cal_init
• Ph01: ajout Dolomite notée dol
• Ph02: ajout Calcite de remplacement de la dol notée cal_dedol
• Ph04: ajout Calcite sparitique de cimentation notée cal_spar

Arborescence: Suivi de l'évolution du Faciès, par exemple F8, au cours des phases diagénétiques à simuler



Condition changement de faciès:

1¹ : Si $0 \leq [\text{dolomite}] \leq 0.15$, $F_i = F_i$ avec $i=8$ à 11 ; si ≤ -0.1 , $F_i = F_i$ avec $i=3,6,7$

1² : Si $0.15 < [\text{dolomite}] (\leq 0.4)$, $F_i = D F_i$ avec $F_i = \text{Faciès } i$ avec $i=8$ à 11 ; $-0.1 < F_i = F_i$ avec $i=3,6,7$

0: Absence de réaction : non apparition du Minéral

Minéraux en rouge = minéraux apparus au cours de la réaction

1: Réaction réalisée



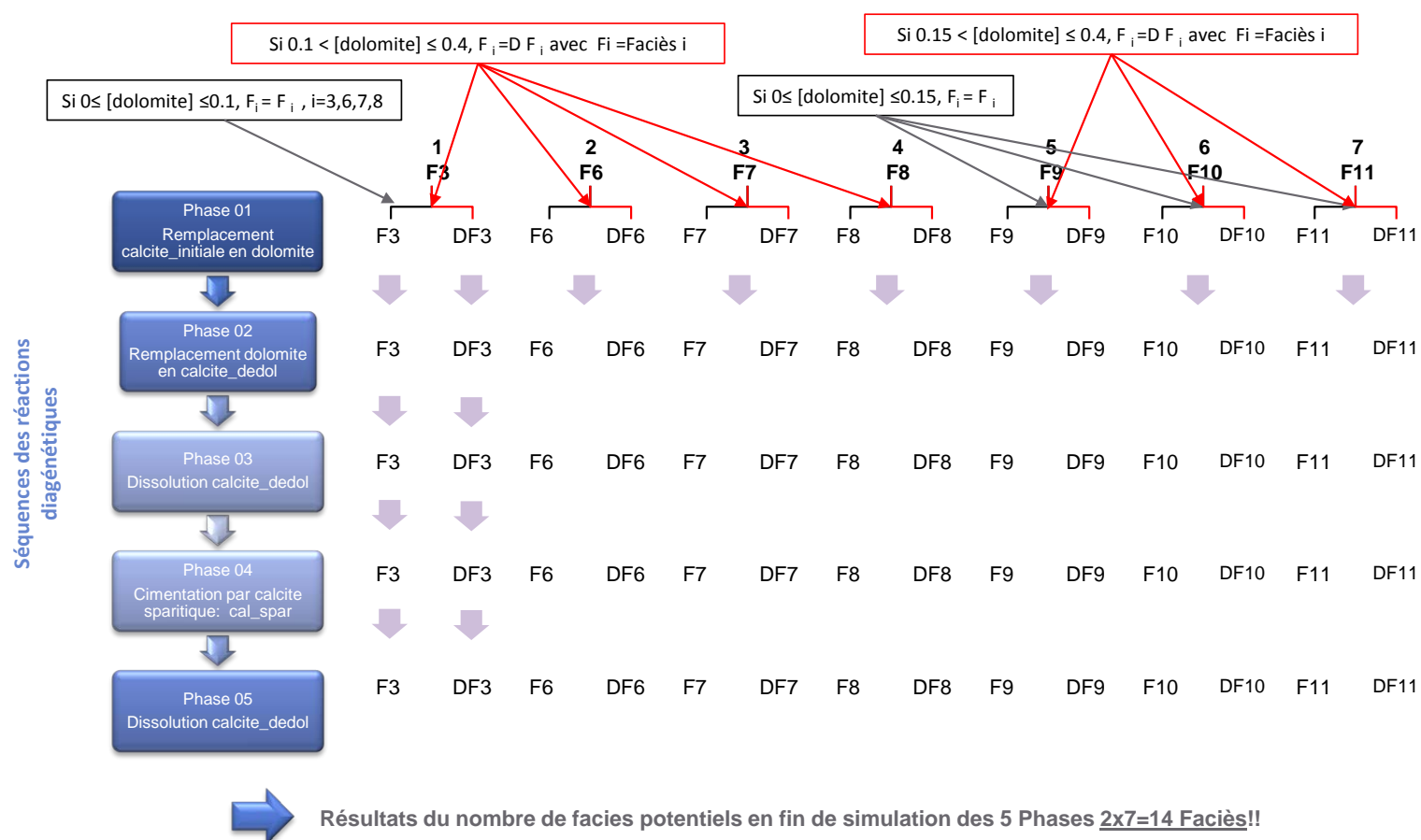
Résultats du nombre de faciès potentiels en fin de simulation des 5 Phases **8x7=56 Faciès ! !**

Pas envisageable, solution adoptée: application du changement de faciès diagénétique au moment de la phase 1 uniquement, la dolomitisation.

Histoire diagénétique et conditions initiales

GODIAG
Modélisation

Arborescence simplifiée au cours des phases diagénétiques à simuler



Suivi évolution de la minéralogie d'un faciès F9->DF9

Réaction 01: Dolomitisation: calcite initiale remplacée par dolomite

Condition:

Changement de faciès si la quantité de dolomite > à 15% tq

• F9 = F9 si $0 \leq [\text{DOL}] \leq 15\%$

• F9=DF9 sinon

Faciès présents à l'issue de la réaction 01:

-F9 et DF9

Plus généralement, apparition de 7 faciès supplémentaires au maximum si condition respectée:

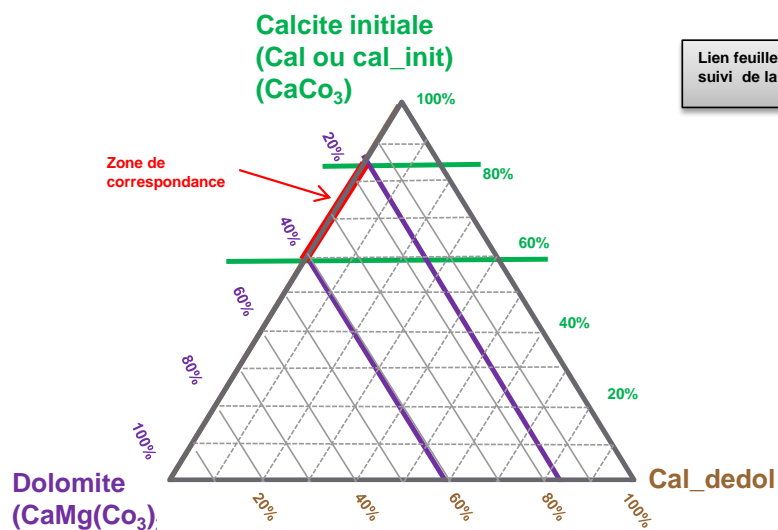
DF3 à DF11 selon la logique présentée slide 03

Faciès	CAL min	CAL max	DOL min	DOL max	Cal dedol min	Cal dedol max	Cal_spar min	Cal_spar Max
F9 phase 1	[0.85	1]]0	0.15]				
DF9 phase 1	[0.6	0.85 []0.15	0.4]				
DF9 phase 2								
DF9 phase 3								
DF9 phase4								

Phase 01

- Remplacement calcite_initiale en dolomite

Lien feuille calcul sur le suivi de la minéralogie



Suivi évolution de la minéralogie d'un faciès F8->DF8

Réaction 02 Remplacement dolomite en calcite type Cal_dedol

Remarque : remplacement total désiré de la dolomite en calcite (cal_dedol)...



Facies	CAL min	CAL max	DOL min	DOL max	Cal dedol min	Cal dedol max	Cal_spar min	Cal_spar Max
F8 phase 1	[0.85	1]]0	0.15]				
DF9 phase 1	[0.6	0.85 []0.15	0.4]				
DF9 phase 2	[0.6	0.85 [[0	0.005]]0.145	0.4]		
DF9 phase 3								
DF9 phase4								

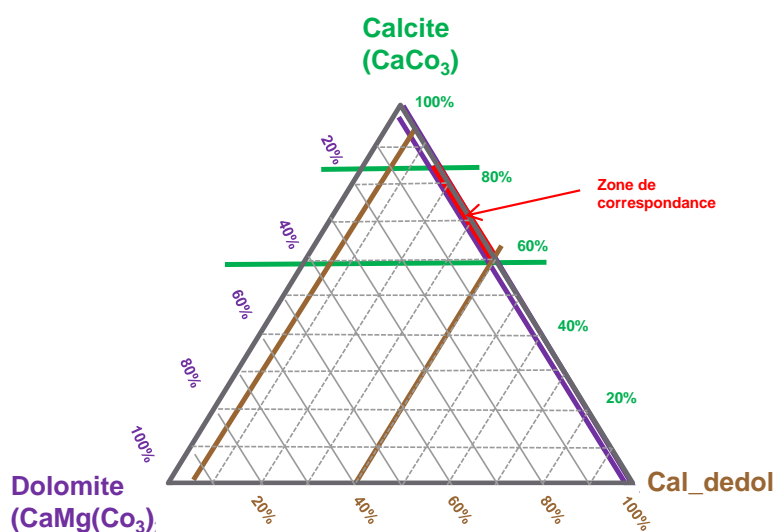
Phase 01

- Remplacement calcite_initiale en dolomite



Phase 02

- Remplacement dolomite en calcite_dedol

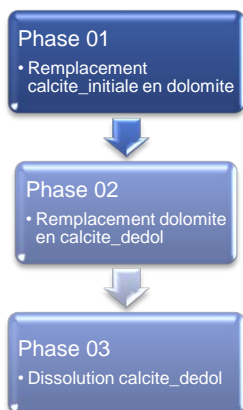


Suivi évolution de la minéralogie d'un faciès F9->DF9

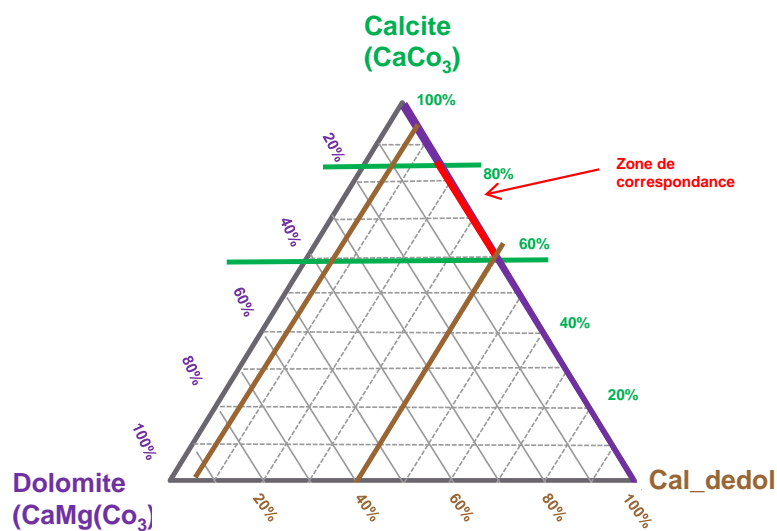
Réaction 03

Dissolution de la calcite dédol

Exemple de minéralogie à l'issue de la phase pour une Dissolution de 5% de cal_dedol
Pour le détail calcul se référer au document Excel



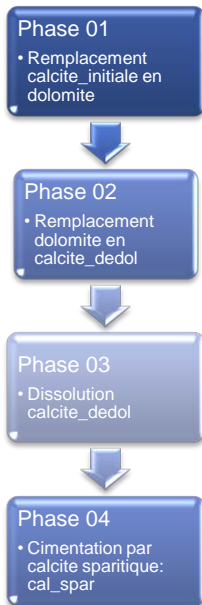
Facies	CAL min	CAL max	DOL min	DOL max	Cal dedol min	Cal dedol max	Cal_spar min	Cal_spar Max
F9 phase 1	[0.85	1]]0	0.15]				
DF9 phase 1	[0.6	0.85 []0.15	0.4]				
DF9 phase 2	[0.6	0.85 []0	0.005]]0.145	0.4]		
DF9 phase 3	[0.6	0.86 []0	0.015]]0.1178	0.4]		
DF9 phase4								



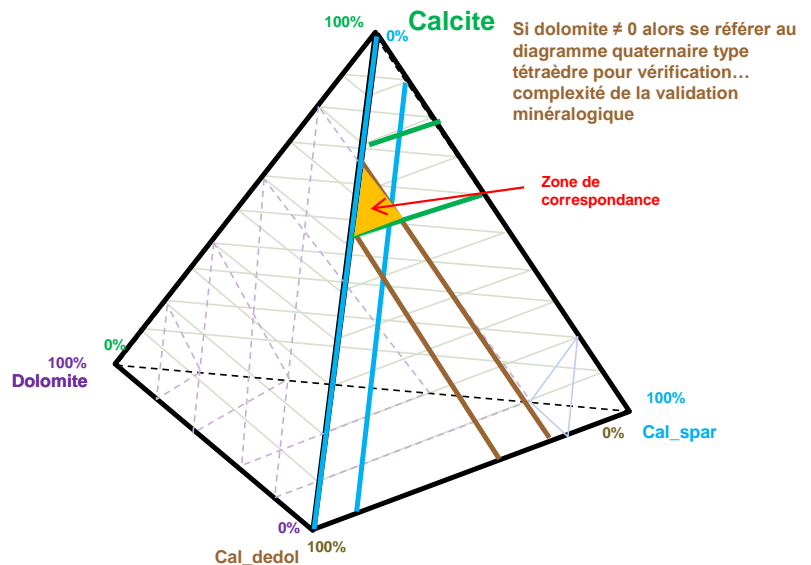
Suivi évolution de la minéralogie d'un faciès F9->DF9

Réaction 04 Précipitation de ciment Calcite sparitique= cal_spar

Exemple de minéralogie à l'issue de la phase pour une précipitation de ciment de cal_spar de 10%
Pour le détail calcul se référer au document Excel



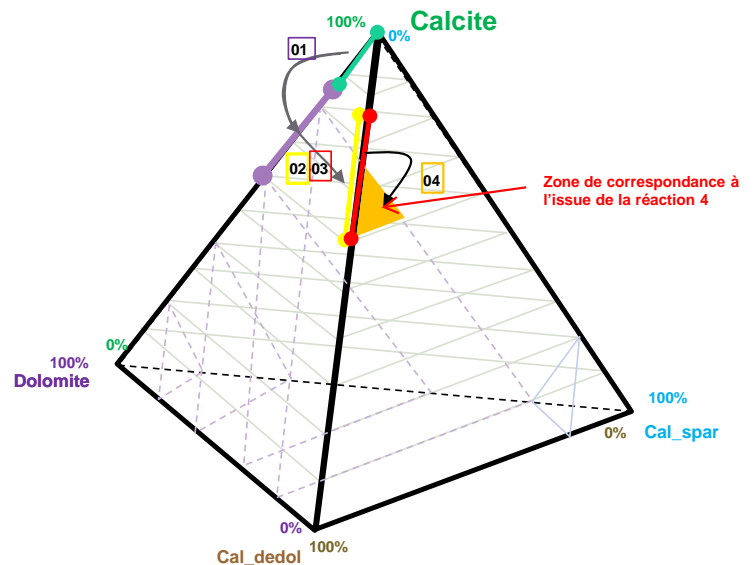
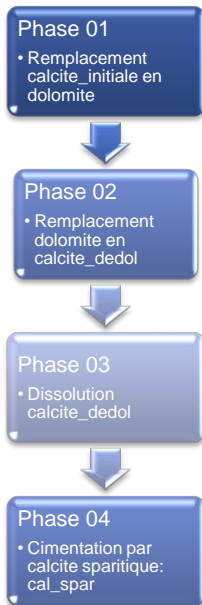
Facies	CAL min	CAL max	DOL min	DOL max	Cal dedol min	Cal dedol max	Cal_spar min	Cal_spar Max
F9 phase 1	[0.85	1]]0	0.15]				
DF9 phase 1	[0.6	0.85 []0.15	0.4]				
DF9 phase 2	[0.6	0.85 []0	0.005]]0.145	0.4]		
DF9 phase 3	[0.6	0.86 []0	0.015]]0.1178	0.4]		
DF9 phase4	[0.558	0.86 []0	0.015]]0.1425	0.3494]]0	0.1



Suivi évolution de la minéralogie d'un faciès F9->DF9

Récapitulatif de l'évolution de DF8 De la réaction 01 à la phase 04

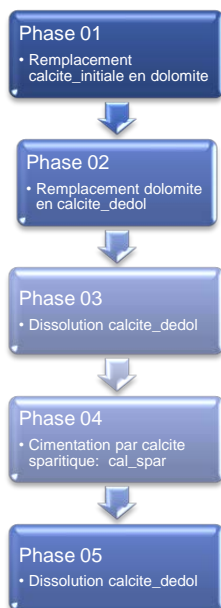
Facies	CAL min	CAL max	DOL min	DOL max	Cal dedol min	Cal dedol max	Cal_spar min	Cal_spar Max
F9 phase 1	[0.85	1]]0	0.15]				
DF9 phase 1	[0.6	0.85 []0.15	0.4]				
DF9 phase 2	[0.6	0.85 [[0	0.005]]0.145	0.4]		
DF9 phase 3	[0.6	0.86 [[0	0.015]]0.1178	0.4]		
DF9 phase4	[0.558	0.86 [[0	0.015]]0.1425	0.3494]	[0	0.1



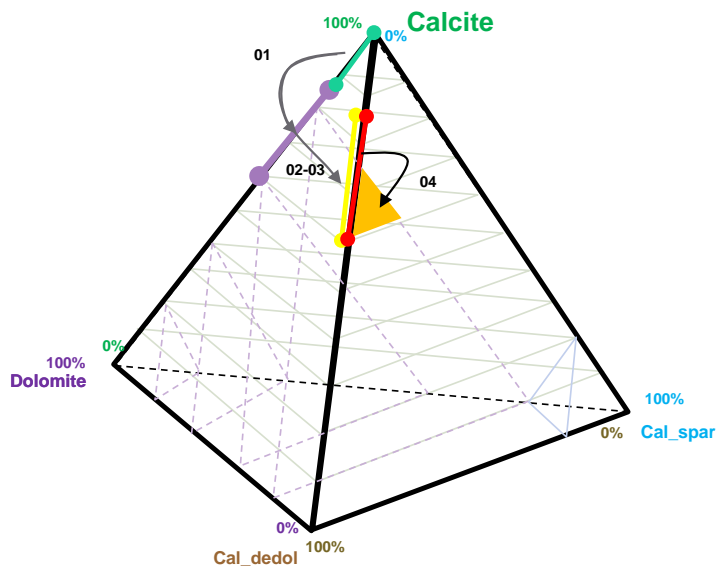
Suivi évolution de la minéralogie d'un faciès F9->DF9

Réaction 05

Dissolution de la cal_dedol



Facies	CAL min	CAL max	DOL min	DOL max	Cal dedol min	Cal dedol max	Cal_spar min	Cal_spar Max
F9 phase 1	[0.85	1]]0	0.15]				
DF9 phase 1	[0.6	0.85 []0.15	0.4]				
DF9 phase 2	[0.6	0.85 []0	0.005]]0.145	0.4]		
DF9 phase 3	[0.6	0.86 []0	0.015]]0.1178	0.4]		
DF9 phase 4	[0.558	0.86 []0	0.015]]0.1425	0.3494]]0	0.1
DF9 phase 5	0.558	0.867	0	0.0217	0.0905	0.4	0	0.10667



Remarques et commentaires

Suivi de l'évolution minéralogique du faciès F9 - DF9 à chaque fin de phase

Facies	CAL min	CAL max	DOL min	DOL max	Cal dedol min	Cal dedol max	Cal_spar min	Cal_spar Max
F9 phase 1	[0.85	1]]0	0.15]				
DF9 phase 1	[0.6	0.85 []0.15	0.4]				
DF9 phase 2	[0.6	0.85 [[0	0.005]]0.145	0.4]		
DF9 phase 3	[0.6	0.86 [[0	0.015]]0.1178	0.4]		
DF9 phase4	[0.558	0.86 [[0	0.015]]0.1425	0.3494]	[0	0.1
DF9 phase 5	0.558	0.867	0	0.0217	0.0905	0.4	0	0.10667
F9	[0.85	1]	[0	0.15]	[0	0.16]	[0	0.15]
DF9	[0	1]	[0	1]	[0	0.4]	[0	0.15]

Bilan proportion
Minéralogique globale à rentrer sur Godiag

Contradiction avec la condition de la phase 01 avec changement de faciès selon la proportion de dolomite (DOL)!

Solutions envisageables:

1. Changement de faciès au cours de la ph02 tq DFi ->D₂Fi avec apparition du D₂Fi , implication de 7 faciès intermédiaires supplémentaires au maximum à la fin de la phase 02, gestion de 21 faciès pour la suite.
2. Faire deux modèles diagénétiques tels que:
 - modèle 1 incluant condition initiale + simulation de la phase 1
 - modèle 2 : simulation des phases 2 à 5 avec comme condition de départ le résultat du modèle 1 en fin de phase 1, gestion de 14 faciès au maximum.

Informations minéralogiques

Solution choisie:

1. Faire deux modèles diagénétiques tels que:

-- modèle 1 inclus conditions initiales + simulation de la phase 1

--modèle 2 : simulation des phases 2 à 5 avec comme condition de départ le résultat du modèle 1 en fin de phase 1, gestion de 14 faciès au maximum.

Modèle 2

Conditions initiales:
14 Faciès

Conditions finales:

- Nombre de Minéraux en fin de simulation: 4
 - Calcite initiale notée calcite_init et dolomite (DOL)
 - Ph02: ajout Calcite de remplacement de la dol notée cal_dedol
 - Ph04: ajout Calcite sparitique de cimentation notée cal_spar
- Nombre de faciès au maximum: 14

Gamme de valeurs en fin de phase 01



Bilan proportion minéralogique



Bilan proportion
minéralogique à reporter dans Godiag
Dans Edit Facies mineralogy composition



Valeurs initiales



Facies	CAL min	CAL max	DOL min	DOL max	Cal dedol min	Cal dedol max	Cal_spar min	Cal_spar Max
F9 init	[0.85	1]]0	0.15]				
DF9 init	[0.6	0.85 []0.15	0.4]				
DF9 phase 2	[0.6	0.85 []0	0.005]]0.145	0.4]		
DF9 phase 3	[0.6	0.86 []0	0.015]]0.1178	0.4]		
DF9 phase4	[0.558	0.86 []0	0.015]]0.1425	0.3494]]0	0.1
DF9 phase 5	0.558	0.867	0	0.0217	0.0905	0.4	0	0.10667
F9	[0.85	1]]0	0.15]]0	0.16]]0	0.15]
DF9	[0.5	0.9]]0	0.4]]0	0.4]]0	0.15]
F9]0	1]]0	0.15]]0	0.15]]0	1]
DF9]0	1]]0	1]]0	1]]0	1]

Valeurs variables

Propriété de Grille à quatre éléments (=nombre de minéraux) telle que:

-Valeurs calcite_init et dol = résultats de simulation modèle 01

-Valeurs cal_dedol et cal_spar nulles

Nécessité de travailler sur une SGRID avec une discrétisation égale à la GRIDSIM

B.2 PLANCHE PROPORTION DE DOLOMITE SUR LE SECTEUR DES GORGES DU NAN, VERCORS.

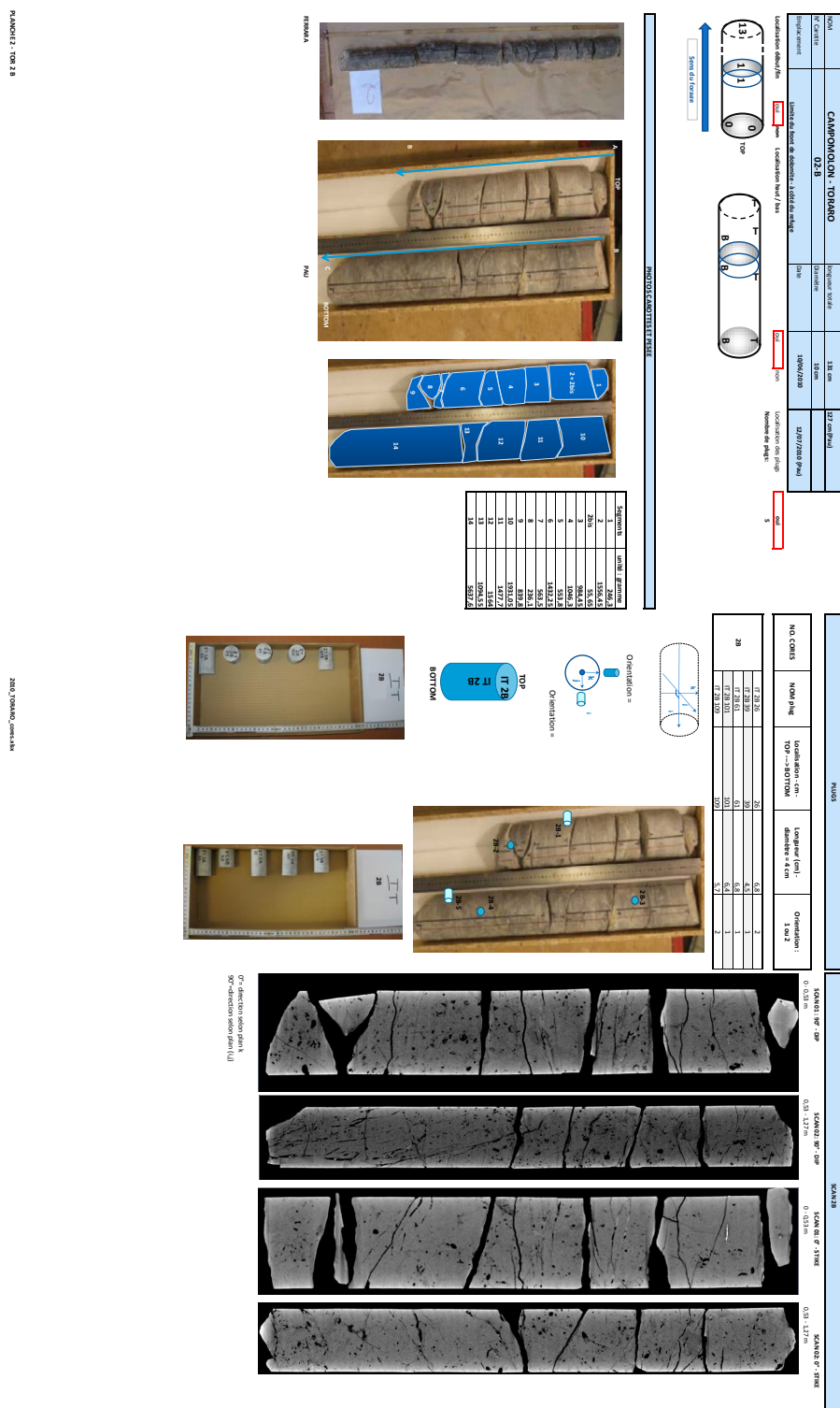
Résultats des proportions de dolomite initiales et par scénario simulé		Valeurs relatives mesurées	Résultats simulation			Distance à par rapport à la donnée mesurée		
Echantillon	Côte		SC1: Latéral	SC2: Multi-infiltré	SC3: Top infiltration	SC1	SC2	SC3
GDN- 40a	0	0	0,11	0,07	0,078	0,078	0,11	0,07
GDN- 41b	1	0	0,12	0,089	0,08	0,08	0,12	0,089
578	1,8	0,05	0,13	0,1	0,09	0,09	0,08	0,05
GDN- 42a	1,8	0	0,13	0,1	0,09	0,09	0,13	0,1
579	1,9	0	0,13	0,249	0,09	0,09	0,13	0,249
580	3,5	0,05	0,32	0,249	0,26	0,26	0,27	0,199
GDN- 43a	3,6	0,01	0,32	0,249	0,26	0,26	0,31	0,239
580b	3,5	0	0,32	0,249	0,26	0,26	0,32	0,249
581	4,6	0,05	0,312	0,263	0,267	0,267	0,262	0,213
GDN- 01	4,7	0,25	0,312	0,27	0,27	0,27	0,062	0,02
GDN- 02a	5,3	0,1	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06
582B	5,4	0,01	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02
GDN- 03a	5,6	0	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03
582	5,8	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0	0,02
GDN- 04a	6,4	0,1	0,05	0,03	0,038	0,038	0,05	0,07
GDN- 05a	7,4	0,01	0,04	0,03	0,038	0,038	0,03	0,02
583b	7,5	0,01	0,124	0,03	0,11	0,11	0,114	0,02
GDN- 06	8,2	0,05	0,123	0,174	0,11	0,11	0,073	0,124
GDN- 07	9	0,01	0,123	0,178	0,11	0,11	0,113	0,168
584b	9,1	0,05	0,123	0,179	0,13	0,13	0,073	0,129
GDN- 08a	9,4	0,05	0,126	0,184	0,113	0,113	0,076	0,134
584	9,5	0,05	0,13	0,187	0,114	0,114	0,08	0,137
GDN- 09	9,9	0,1	0,135	0,19	0,115	0,115	0,035	0,09
GDN- 10	10,1	0,2	0,32	0,31	0,29	0,29	0,12	0,11
GDN- 14	10,4	0,3	0,37	0,469	0,34	0,34	0,07	0,169
GDN- 12	10,5	0,3	0,37	0,48	0,343	0,343	0,07	0,18
GDN- 18	10,6	0,3	0,37	0,476	0,346	0,346	0,07	0,176
GDN- 15a	10,8	0,4	0,368	0,5	0,346	0,346	0,032	0,1
GDN- 15b	11,2	0,4	0,362	0,52	0,354	0,354	0,038	0,12
588	11,3	0,3	0,347	0,5	0,327	0,327	0,047	0,2
GDN- 16	12,25	0,35	0,34	0,24	0,313	0,313	0,01	0,11
GDN- 17a	12,35	0,1	0,329	0,242	0,313	0,313	0,229	0,142
589	13,15	0,3	0,335	0,25	0,31	0,31	0,035	0,05
590	14,15	0,2	0,372	0,32	0,35	0,35	0,172	0,12
591	14,4	0,3	0,33	0,5	0,36	0,36	0,03	0,2
592	16,05	0,4	0,289	0,38	0,313	0,313	0,111	0,02
594	20,55	0,05	0,12	0,236	0,13	0,13	0,07	0,186
GDN- 19a	21,05	0,1	0,129	0,24	0,13	0,13	0,029	0,14
GDN- 20a	21,45	0,3	0,33	0,38	0,35	0,35	0,03	0,08
595	23,15	0,3	0,11	0,391	0,13	0,13	0,19	0,091
GDN- 21a	27,95	0,03	0,38	0,44	0,36	0,36	0,35	0,41
GDN- 22a	28,65	0,05	0,377	0,45	0,36	0,36	0,327	0,4
597	28,66	0,03	0,377	0,45	0,36	0,36	0,347	0,42
GDN- 23	28,7	0,3	0,37	0,45	0,36	0,36	0,07	0,15
598	29,2	0,3	0,35	0,47	0,365	0,365	0,05	0,17
GDN- 24	29,2	0,4	0,35	0,47	0,365	0,365	0,05	0,07
GDN- 24B-a	29,5	0,3	0,33	0,46	0,362	0,362	0,03	0,16
600	29,77	0,1	0,11	0,27	0,14	0,14	0,01	0,17
GDN- 25a	29,8	0,03	0,11	0,27	0,14	0,14	0,08	0,24
GDN- 26a	30,1	0,2	0,11	0,26	0,138	0,138	0,09	0,06
601	30,15	0,2	0,11	0,26	0,138	0,138	0,09	0,06
GDN- 27	31,1	0,15	0,12	0,28	0,14	0,14	0,03	0,13
602	32,55	0,2	0,12	0,283	0,139	0,139	0,08	0,083
GDN- 28a	32,6	0,25	0,12	0,286	0,139	0,139	0,13	0,036
GDN- 29	34,6	0,05	0,3	0,27	0,32	0,32	0,25	0,22
GDN- 30a	36,6	0,4	0,29	0,32	0,327	0,327	0,11	0,08
603	36,6	0,2	0,29	0,32	0,327	0,327	0,09	0,12
604	37,1	0,15	0,28	0,32	0,327	0,327	0,13	0,17
GDN- 31	37,5	0,2	0,25	0,33	0,328	0,328	0,05	0,13
606	38,9	0,1	0,09	0,26	0,14	0,14	0,01	0,16
607	39,6	0,05	0,09	0,25	0,14	0,14	0,04	0,2
608	41,5	0	0,09	0,25	0,14	0,14	0,09	0,25

FIGURE B.1 – Tableau des proportions de dolomite estimées en lames minces et celles obtenues à l'issues des trois scénarios simulés responsable de la formation de la dolomite. Coupe les Gorges du Nan (Vercors, SE France).

CHAPITRE : C

ANNEXE : ITALIE DESCRIPTION DES CAROTTES ET DE LA BASE DE DONNÉES

- C.1 PLANCHES DESCRIPTIVES DES CAROTTES 1A ET 2B
- C.2 PLANCHE DESCRIPTIVE DE LA CAROTTE 3C
- C.3 PLANCHE DESCRIPTIVE DE LA CAROTTE 4D
- C.4 PLANCHE DESCRIPTIVE DE LA CAROTTE 5E
- C.5 PLANCHE DESCRIPTIVE DE LA CAROTTE 6F
- C.6 BASE DE DONNÉES
- C.7 RÉSULTATS MINÉRALOGIQUES



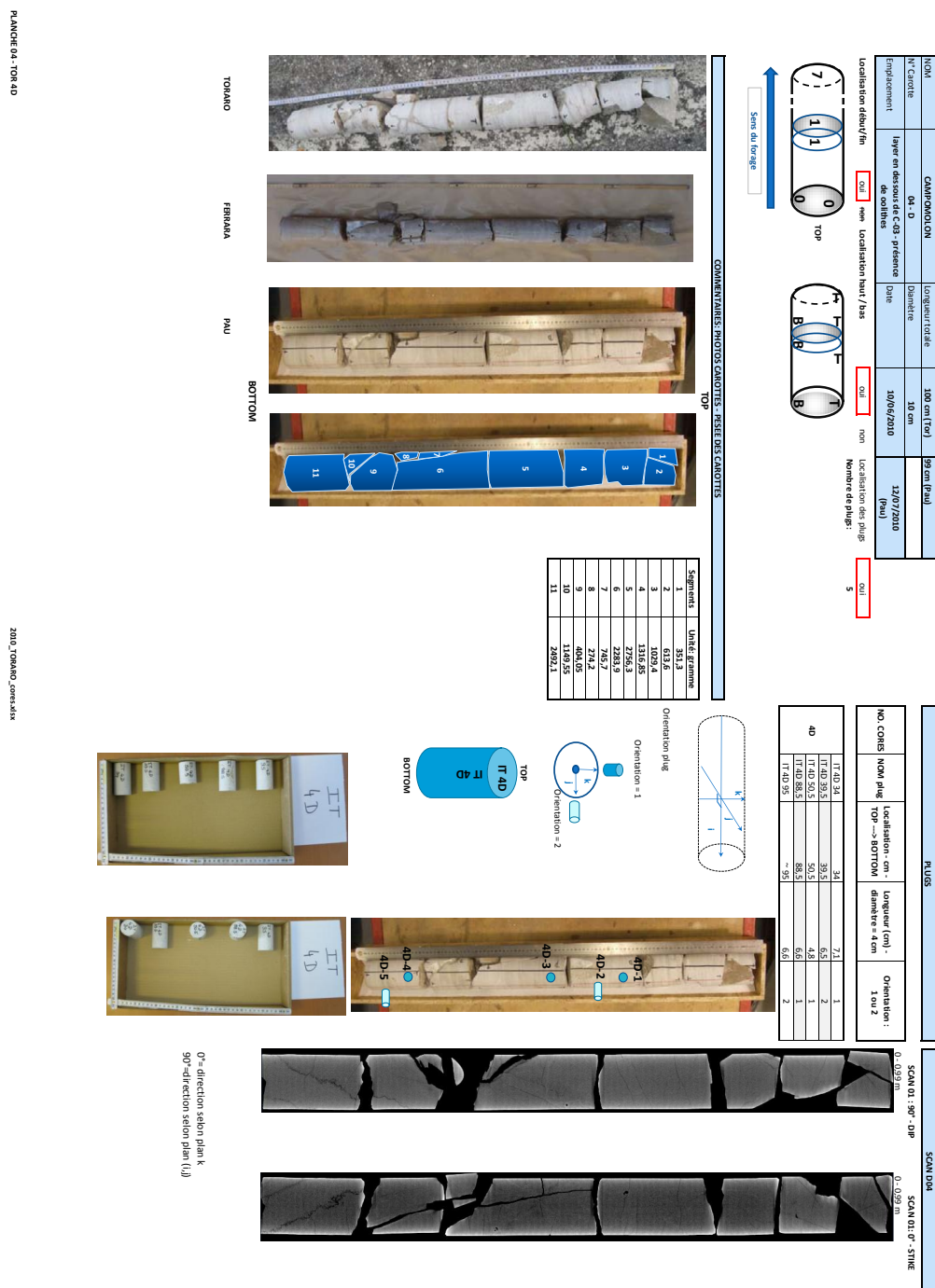
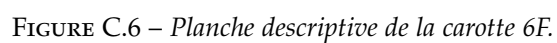


FIGURE C.4 – *Planche descriptive de la carotte 4D.*



ANALYSIS - SAMPLES

DOLOMITE PROJECT - Before Phase 04
realised by GEPLAN

Inventory - sector TORARO = Mt Campomolo

C.PLANTEBLAT

Legend bis

?	Location or no Thin sections? Type of lithology: Limestone or Dolomite?
	Need more information
0.64	analysis on Limestone
-2.97	analysis on Dolomite

Receipt of TS 12/14/2010	GEPLAN DATA FROM EXCEL DOC	LOCATION on GIS file 01/20/2011	analysis type	Sr ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ¹³ C (‰ PDB)	δ ¹⁸ O (‰ PDB)	d18O (‰ SMOW)		δ ¹³ C (‰ PDB)	δ ¹⁸ O (‰ PDB)	Mean Th (°C)	Mean salinity	Type of cement
TO A.0.11	A.0.11					1.9	-6.5	24.2	dolomite					
TO A.1.14	A.1.14				0.70871	1.7	-5.9	24.9	dolomite					
TO B.0.55	B.0.55				0.70822	2.0	-3.9	26.9	dolomite					
TO B.1.23	B.1.23					1.9	-3.9	26.9	dolomite					
TO 1	TO 1					-0.77	-4.76		bulk rock					
TO 1bis	TO 1bis													
TO 2	TO 2													
TO 3	TO 3													
TO 3a	TO 3a					-3.77	-3.52		calcite					
TO 4	TO 4					-2.53	-7.52		calcite					
TO 5	TO 5													
TO 6	TO 6					0.40	-2.79		calcite					
TO 7	TO 7													
TO 8	TO 8					1.46	-2.08		bulk rock					
TO 9	TO 9													
TO 10	TO 10					0.85	-2.78		bulk rock					
TO 11	TO 11													
TO 12	TO 12					0.33038523	-1.3529018		dolomite					
TO 12A	TO 12A													
TO 12B	TO 12B													
TO 12C	TO 12C													
TO 13	TO 13					0.81	-3.38		dolomite			87.60	0.30	Cc4
TO 14	TO 14					-1.86	-8.81		bulk rock					
TO 20	TO 20					-0.36120957	-3.48288699		calcite					
TO 21	TO 21													
TO B 1	TO B1					0.64	-2.62		calcite					
TO B 2	TO B2					-0.03	-3.87		calcite					
TO B 3	TO B3					-4.02	-6.54		dolomite	-2.53	-7.52			
TO B 4	TO B4													
TO B 5	TO B5					-2.53	-3.01		dolomite					
TO B 6	TO B6					1.17	-2.73		dolomite					
TO B 7	TO B7					0.866447	-3.45578453		dolomite					
TO B 8	TO B8					0.51704276	-1.6502593		dolomite					
TO B 9	TO B9													
TO B 10	TO B10													
TO B 11	TO B11					0.75	-2.38		bulk rock					
TO B 12	TO B12													
TO B 13	TO B13					1.07	-1.01		bulk rock	-1.86	-8.81			
TO B 14	TO B14					1.26150696	-2.93847622		dolomite					
TO B 15	TO B15					1.48590182	-6.99401051		dolomite					
TO B 16	TO B16					0.67332833	-0.93294832		dolomite					
TO B 17	TO B17					0.86696586	-1.78572761		dolomite					
TO B 18	TO B18													
TO C 1	TO C1					1.29	-2.70		dolomite					
TO C 2	TO C2					0.87	-1.30		dolomite					
TO C 3	TO C3					-0.51	-4.82		dolomite					
TO C 4	TO C4					-1.52	-5.46		dolomite					
TO C 5	TO C5					-3.10	-7.10		calcite veins					
TO C 6	TO C6					1.52	-1.90		dolomite					
TO C 7	TO C7					1.10	-1.44		dolomite					
TO C 8	TO C8					0.75	-4.15		dolomite					
TO C 9	TO C9					1.86	-0.70		dolomite					
TO C 10	TO C10													
TO C 11	TO C11a					bulk								
TO C 11bis	TO C11b					bulk								
TO C 12	TO C12													
TO C 13	TO C13													
TO C 14	TO C14													
TO C 15	TO C15													
TO C 16	TO C16													
TO C 17	TO C17													
TO C 18	TO C18													
TO C 19	TO C19													
TO C 20	TO C20													
TO C 21	TO C21													
TO C 22	TO C22													
TO C 23	TO C23													
TO C 24	TO C24													
TO C 24A	TO C24A													
TO C 24B	TO C24B													
TO C 24C	TO C24C													
TO C 24D	TO C24D													
TO C 24E	TO C24E													
TO C 24F	TO C24F													
TO C 24G	TO C24G													
TO C 24H	TO C24H													
TO C 24I	TO C24I													
TO C 24J	TO C24J													
TO C 24K	TO C24K													
TO C 24L	TO C24L													
TO C 24M	TO C24M													
TO C 24N	TO C24N													
TO C 24O	TO C24O													
TO C 24P	TO C24P													
TO C 24Q	TO C24Q													
TO C 24R	TO C24R													
TO C 24S	TO C24S													
TO C 24T	TO C24T													
TO C 24U	TO C24U													
TO C 24V	TO C24V													
TO C 24W	TO C24W													
TO C 24X	TO C24X													
TO C 24Y	TO C24Y													
TO C 24Z	TO C24Z													
TO D 1	TO D1													
TO D 2	TO D2													
TO D 3	TO D3													
TO D 4	TO D4													
TO D 5	TO D5													
TO D 6	TO D6													
TO E 1	TO E1													
TO E 2	TO E2													
TO E 3	TO E3													
TO E 4	TO E4													
TO E 5	TO E5													
TO E 6	TO E6													
TO E 7	TO E7													
TO E 8	TO E8													
TO E 9	TO E9													
TO E 10	TO E10													
TO E 11	TO E11													
TO E 12	TO E12													
TO E 13	TO E13													
TO E 14	TO E14													
TO E 15	TO E15													
TO E 16	TO E16													

samples were reacted with 100%phosphoric acid for 3 days

87.60 0.30 Cc4

-2.53 -7.52 calcite veins

-1.86 -8.81 dolomite cement

n.a 3.80 Dc2

n.a 3.6 Dc2

66.1 3.6 Dc2

FIGURE C.7 – Base de données de 2006 à 2008

CS01 - SECTION 01				CS02 - SECTION 02				CS03 - SECTION 03				CS05 - SECTION 05				CS06 - SECTION 06				PLUGS		
N° LM/N° TS	reception LM - Receipt of TS	N° Analysis		N° LM/N° TS	reception LM - Receipt of TS	N° Analysis		N° LM/N° TS	reception LM - Receipt of TS	N° Analysis		N° LM/N° TS	reception LM - Receipt of TS	N° Analysis		N° LM/N° TS	reception LM - Receipt of TS	N° Analysis		name	N° LM/TS	
			GERMAN																			
30	26	26		43	27B	27B	14	63	63	63	5	44	44	44	20	69	69	69	1	IT	28	26
29	25	25		42	27A	27A	13	54	54	54	4	38	38	38	19	60	60	60	2	IT	28	39
28	24	24		41	268	268	12	52	52	52	3	33	33	33	18	34	34	34	3	IT	28	61
27	23B	23B		40	26A	26A	11	43	43	43	2	19	19	19	17	30	30	30	4	IT	28	101
26	23A	23A		39	25	25	10	34	34	34	1	6	6/68	6	16	27	27	27	5	IT	28	109
25	22	22		38	24	24	9	29	29	29					15	23	23	23	7	IT	3C	4
24	21	21		37	23	23	8	21	21	21					14	22	22	22	7	IT	3C	43
23	20	20		36	22	22	7	20	20	20					13	21	21	21	8	IT	3C	26.5
22	19	19		35	21	21	6	19	19	19					12	20	20	20	9	IT	3C	43
21	18	18		34	20B	20B	5	11	11	11					11	18	18	18		IT	3C	70
20	17	17		33	20C		4	9	9	9					10	17	17	17	11	IT	40	34
19	16	16		32	208	208	3	3	3	3					9	14	14	14	13	IT	40	50.5
18	15	15		31	20A	20A	2	1	1	1					8	13	13	13	12	IT	40	50.5
17	14	14		30	19	19	1		1	1					7	12	12	12	11	IT	40	50.5
16	13B	13B		29	TO 10										6	11	11	11	10	IT	40	50.5
15	13A	13A		28	TO 9										5	10	10	10	9	IT	40	50.5
14	12	12		27	TO 8										4	9	9	9	8	IT	40	50.5
13	11	11		26	TO 7										3	8	8	8	7	IT	40	50.5
12	10	10		25	TO 6										2	7	7	7	6	IT	40	50.5
11	9B	9B		24	TO 5										1	6	6	6	5	IT	40	50.5
10	9A	9A		23	TO 4														4	IT	40	50.5
9	8	8		22	TO 3														3	IT	40	50.5
8	7	7		21	TO 2														2	IT	40	50.5
7	5	5		20	TO 2														1	IT	40	50.5
6	4	4		19	TO 1B																	
5	3	3		18	TO 1A																	
4	2	2		17																		
3	1B	1B		16																		
2	1A	1A		15																		
1	1A	1A		14																		
Inventory of THIN SECTIONS 2010 Fieldtrip																						
scanned to scan missing																						
more																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						
2006/2007 studies																						

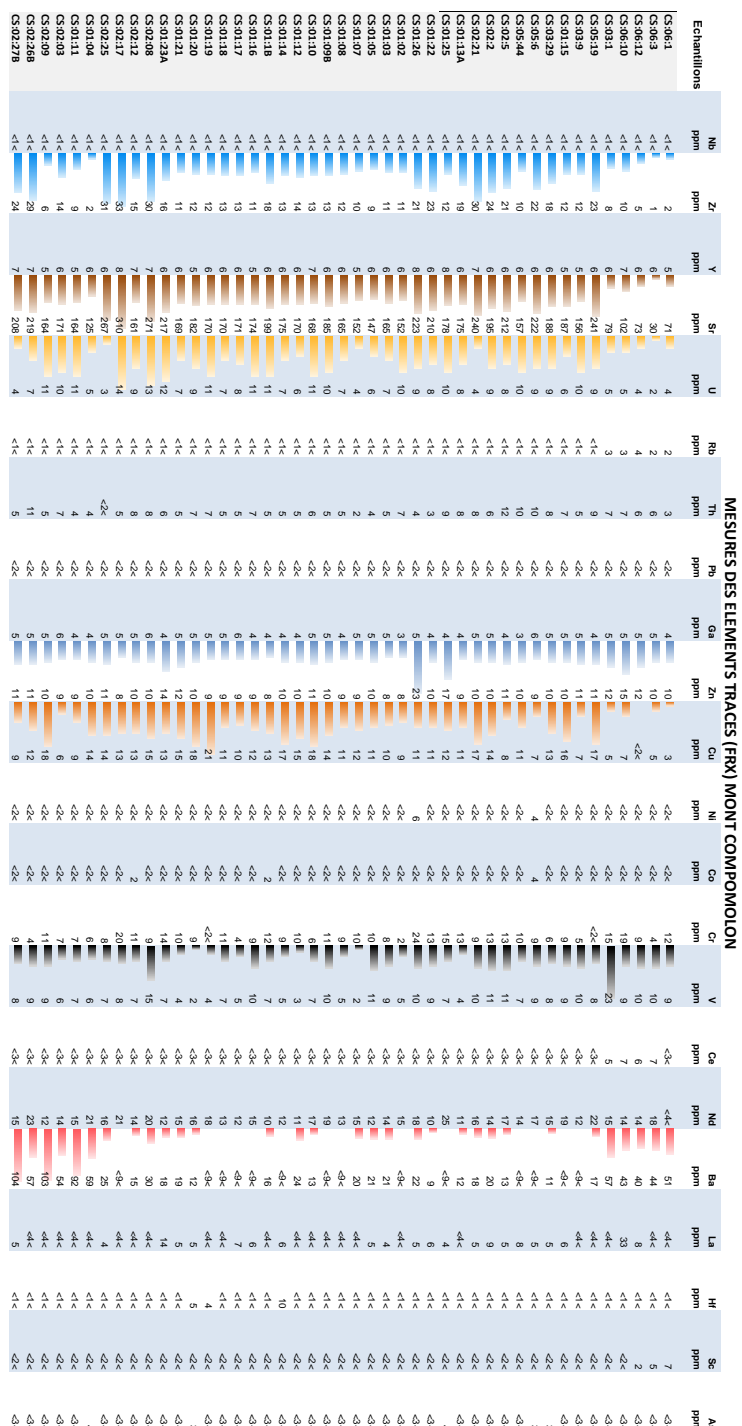


FIGURE C.9 – Résultats minéralogiques des éléments traces, 2010.

Echant.	SiO ₂ wt-%	TiO ₂ wt-%	Al ₂ O ₃ wt-%	Fe ₂ O ₃ wt-%	MnO wt-%	MgO wt-%	CaO wt-%	Na ₂ O wt-%	K ₂ O wt-%	P ₂ O ₅ wt-%	LOI wt-%	C/2O ₃ wt-%	NiO wt-%	Somme wt-%
TOR CS06-1 IT1	0.00	0.01	0.06	0.16	0.02	19.41	33.58	0.00	0.00	0.01	46.22	0.00	0.00	99.47
TOR CS06-3 IT2	0.00	0.01	0.08	0.17	0.02	20.57	31.96	0.00	0.00	0.01	46.35	0.00	0.00	99.18
TOR CS06-12 IT3	0.22	0.02	0.19	0.32	0.02	19.00	33.90	0.00	0.00	0.02	46.03	0.00	0.00	99.72
TOR CS06-10 IT8	0.39	0.02	0.27	0.38	0.02	19.35	33.60	0.00	0.00	0.01	46.13	0.00	0.00	100.18
TOR CS06-13 IT9	0.04	0.01	0.11	0.22	0.02	20.54	32.18	0.00	0.00	0.01	46.78	0.00	0.00	99.92
TOR CS03-1 IT26	0.34	0.02	0.24	0.34	0.02	18.09	34.98	0.00	0.00	0.02	46.02	0.00	0.00	100.07
2B-39 IT27	0.00	0.01	0.03	0.18	0.02	19.07	34.54	0.00	0.00	0.01	46.19	0.00	0.00	100.04
2B-109 IT28	0.00	0.01	0.04	0.24	0.02	18.74	34.55	0.00	0.00	0.01	46.45	0.00	0.00	100.05
5E-40.5 IT30	0.90	0.02	0.26	0.38	0.02	18.64	33.85	0.00	0.02	0.01	45.93	0.00	0.00	100.04
5E-64.5 IT31	0.38	0.02	0.22	0.35	0.02	18.43	34.49	0.00	0.01	0.01	46.12	0.00	0.00	100.04
5E-71 IT32	71.35	0.02	0.43	0.16	0.01	5.09	9.28	0.05	0.03	0.01	13.67	0.00	0.00	100.07
TOR CS 05-19 IT4	0.36	0.02	0.24	0.12	0.02	54.38	54.38	0.02	0.00	0.01	43.17	0.00	0.00	99.31
TOR CS03-9 IT5	0.00	0.01	0.07	0.09	0.01	0.85	55.24	0.02	0.00	0.01	42.91	0.00	0.00	99.20
TOR CS03-15 IT6	0.00	0.01	0.01	0.04	0.01	0.75	55.32	0.01	0.00	0.01	43.10	0.00	0.00	99.25
TOR CS03-29 IT7	0.11	0.01	0.14	0.12	0.02	0.67	55.24	0.02	0.00	0.01	43.16	0.00	0.00	99.51
TOR CS06-18 IT10	0.00	0.01	0.03	0.06	0.02	0.94	55.25	0.01	0.00	0.01	43.47	0.00	0.00	99.79
TOR CS06-21 IT11	0.00	0.00	0.04	0.13	0.02	0.66	55.80	0.01	0.00	0.01	43.45	0.00	0.00	100.13
TOR CS06-30 IT12	0.43	0.02	0.30	0.20	0.02	0.92	53.58	0.02	0.00	0.01	44.43	0.00	0.00	99.94
TOR CS 05-6 IT13	0.28	0.02	0.23	0.23	0.01	0.91	54.89	0.01	0.00	0.01	43.49	0.00	0.00	100.08
TOR CS 05-44 IT14	0.00	0.01	0.03	0.07	0.01	0.65	55.60	0.01	0.00	0.01	43.56	0.00	0.00	99.96
TOR CS02-5 IT15	0.26	0.02	0.21	0.18	0.01	1.00	54.70	0.02	0.00	0.01	43.65	0.00	0.00	100.06
TOR CS02-9 IT16	0.00	0.01	0.04	0.07	0.01	0.88	55.34	0.02	0.00	0.01	43.68	0.00	0.00	99.86
TOR CS02-13 IT17	0.00	0.01	0.05	0.12	0.01	0.76	55.33	0.01	0.00	0.01	43.70	0.00	0.00	100.00
TOR CS02-15 IT18	0.24	0.02	0.20	0.14	0.01	0.99	54.75	0.02	0.00	0.01	43.57	0.00	0.00	99.94
TOR CS02-18 IT19	0.12	0.01	0.16	0.15	0.01	0.75	54.99	0.01	0.00	0.01	43.56	0.00	0.00	99.77
TOR CS02-20C IT20	1.14	0.03	0.52	0.31	0.02	0.84	53.97	0.03	0.03	0.02	42.91	0.00	0.00	99.83
TOR CS02-27B IT21	1.26	0.03	0.63	0.23	0.02	0.89	54.02	0.02	0.00	0.01	42.82	0.00	0.00	99.93
TOR CS02-12 IT22	0.00	0.01	0.06	0.05	0.01	0.79	55.27	0.02	0.00	0.01	43.70	0.00	0.00	99.91
TOR CS01-20 IT23	0.00	0.01	0.07	0.07	0.01	0.77	55.38	0.02	0.00	0.01	43.64	0.01	0.01	99.99
TOR CS01-21 IT24	0.00	0.01	0.04	0.05	0.02	0.77	55.46	0.02	0.00	0.01	43.54	0.00	0.00	99.91
TOR CS01-26 IT25	0.14	0.02	0.14	0.17	0.01	0.81	55.03	0.02	0.00	0.01	43.55	0.00	0.00	99.90
3C-26.5 IT29	1.63	0.02	0.22	0.11	0.02	0.89	54.17	0.02	0.00	0.01	42.92	0.00	0.00	100.00

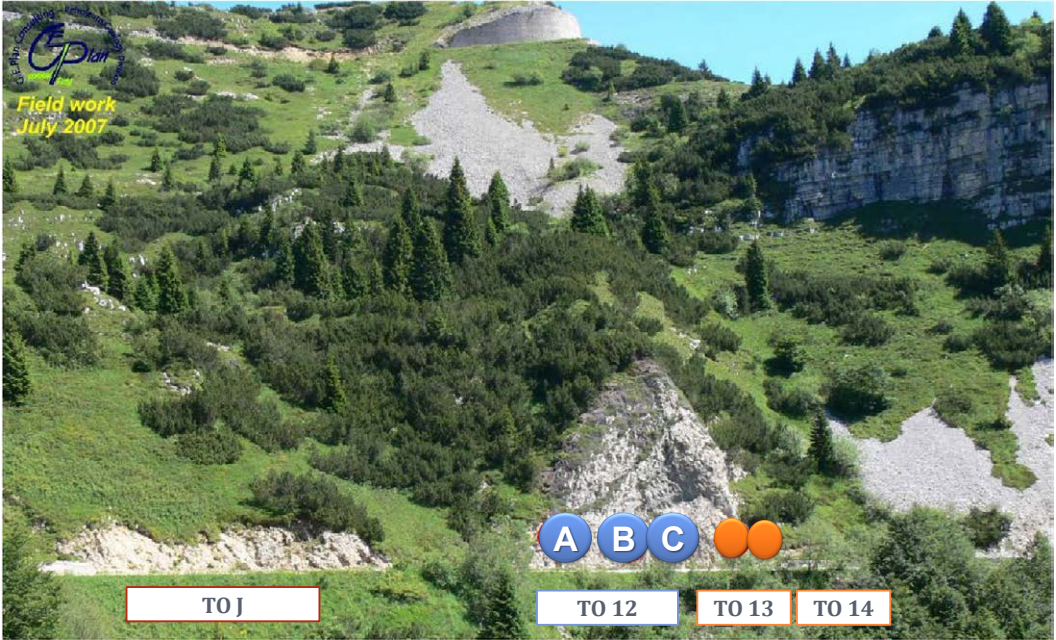
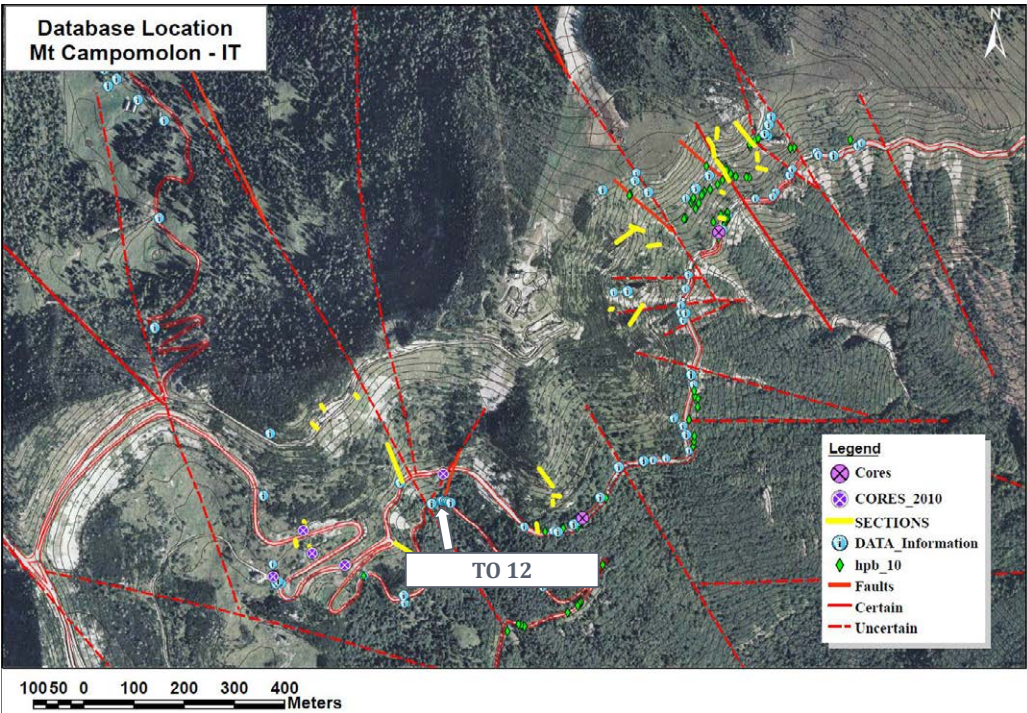
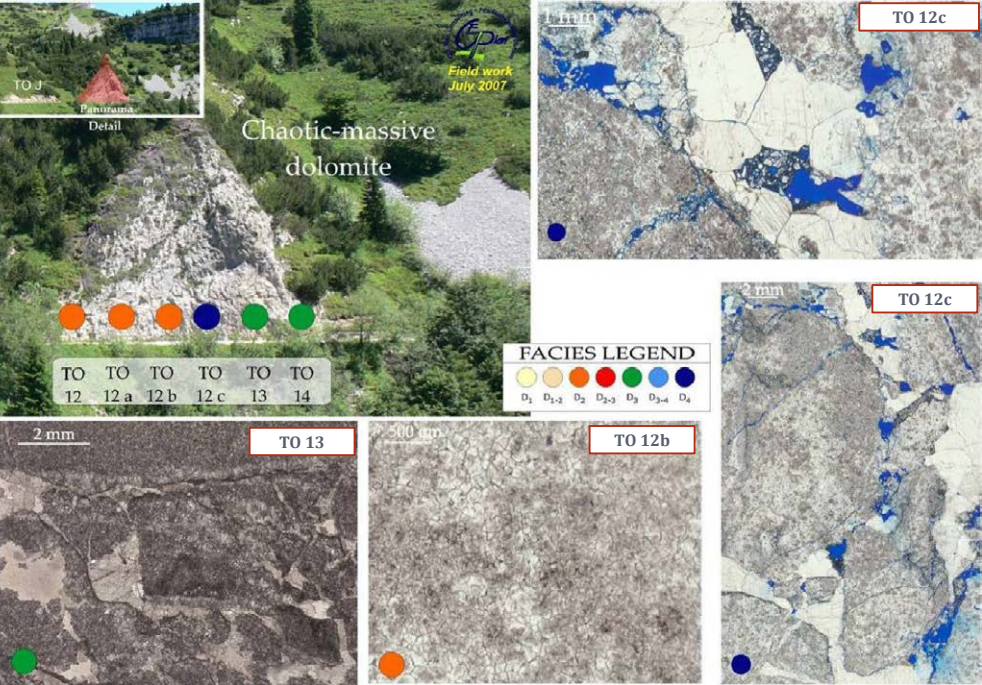
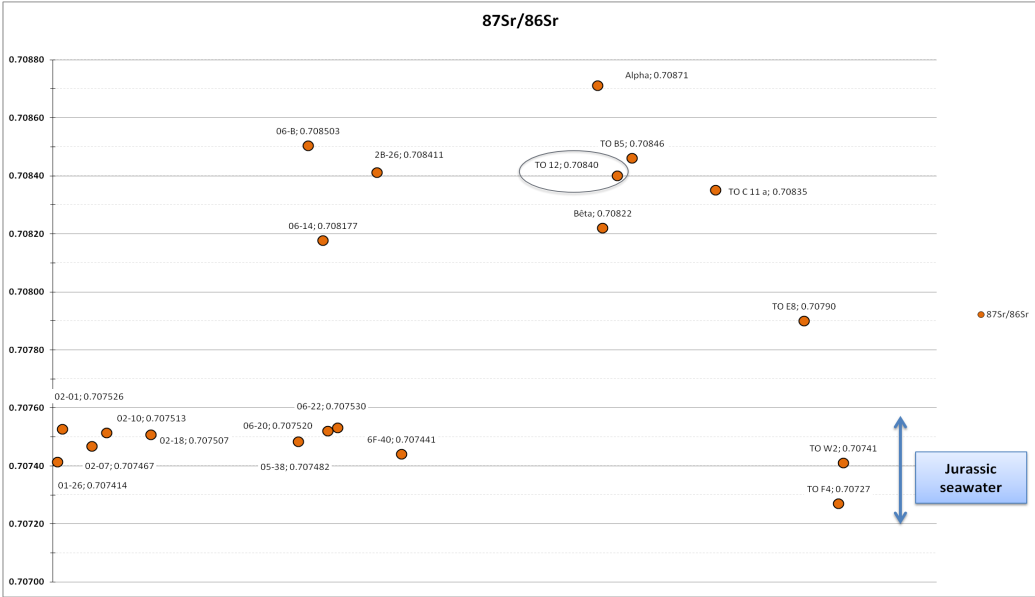
FIGURE C.10 – Résultats minéralogiques des éléments majeurs, 2010.

CHAPITRE : D

ANNEXE : PLANCHES TERRAIN ASSOCIÉES AUX RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES EFFECTUÉES SUR LE SECTEUR DE MONT COMPOMOLON, ITALIE.

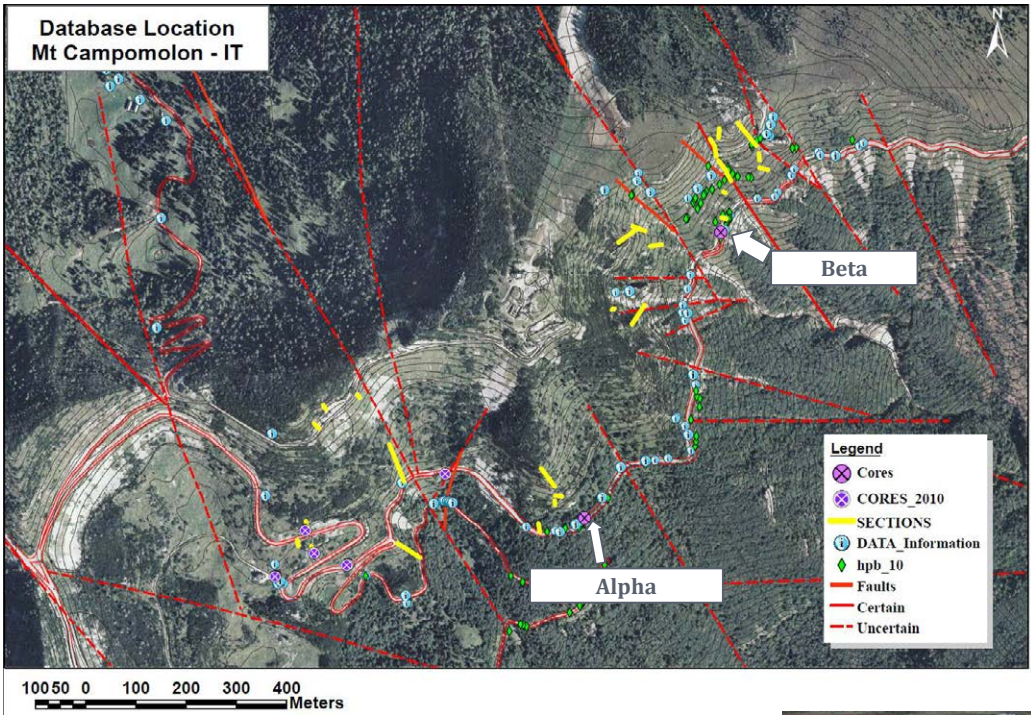
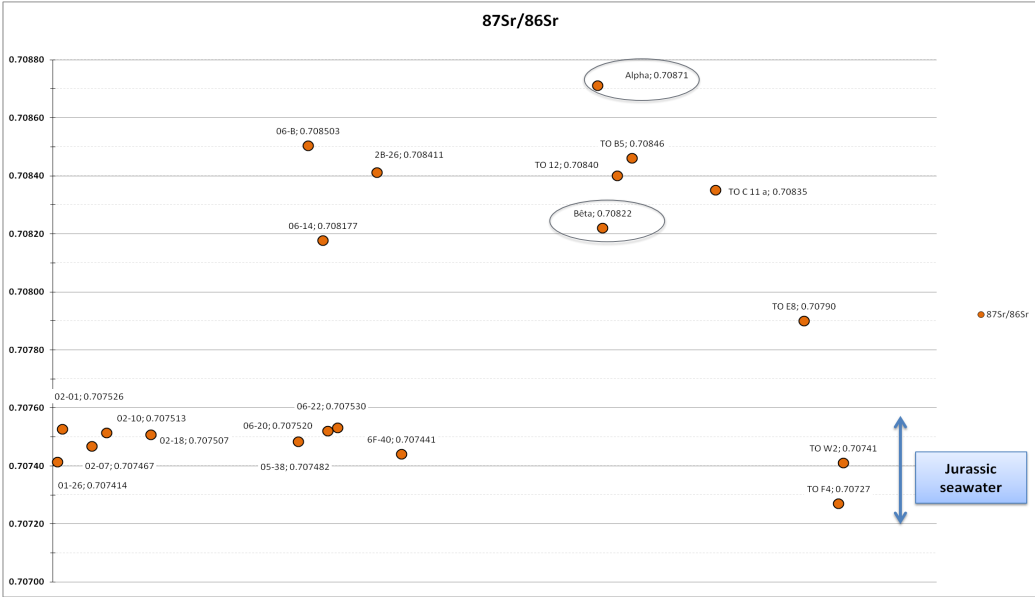
Mont Compomolon, Italie

Corps dolomitiques

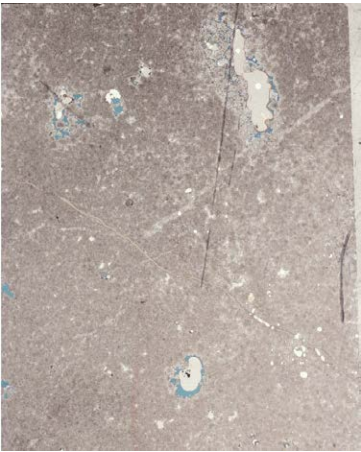


Mont Compomolon, Italie

Corps dolomitiques- carottes α , β



Carottes	Longueur (cm)	Nombre de portions	Faciès dolomitique dominant	Azimet et pendage	Echantillons à proximité
TO a	134	6	D3-4	325° - 26°	To e 2 (f=2.17%) To e 3 (f=8.72%)
TO b	145	12	D3-D4	280°-10°	TO e 12 (tight)



TO β

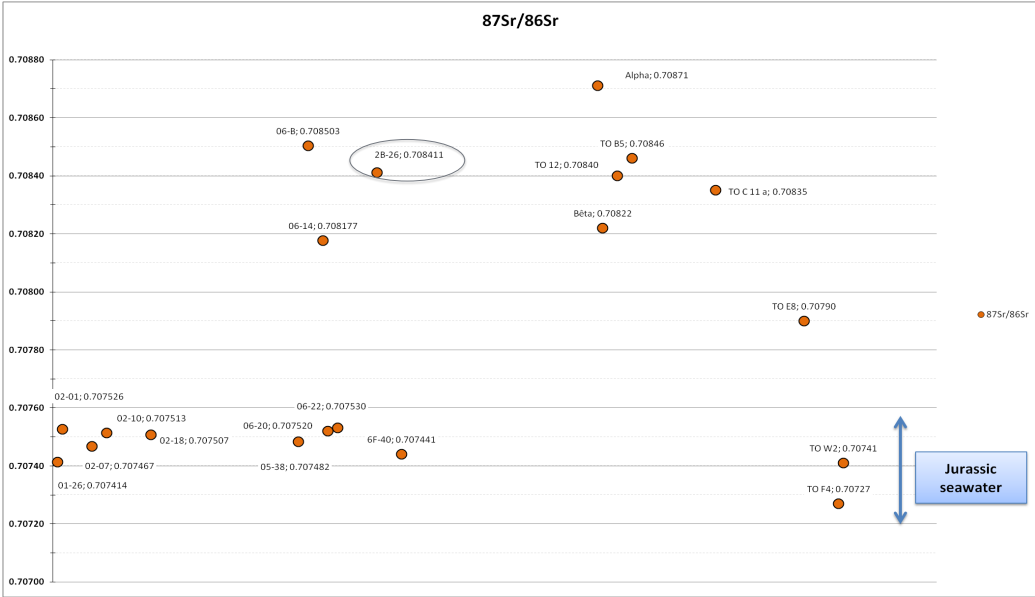


TO α

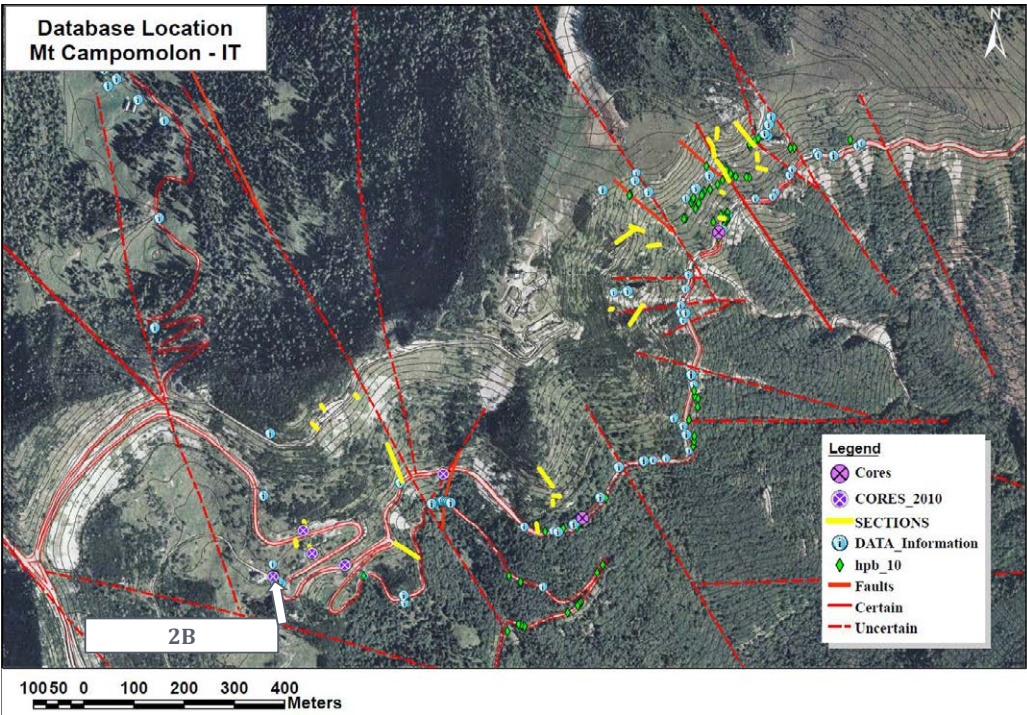
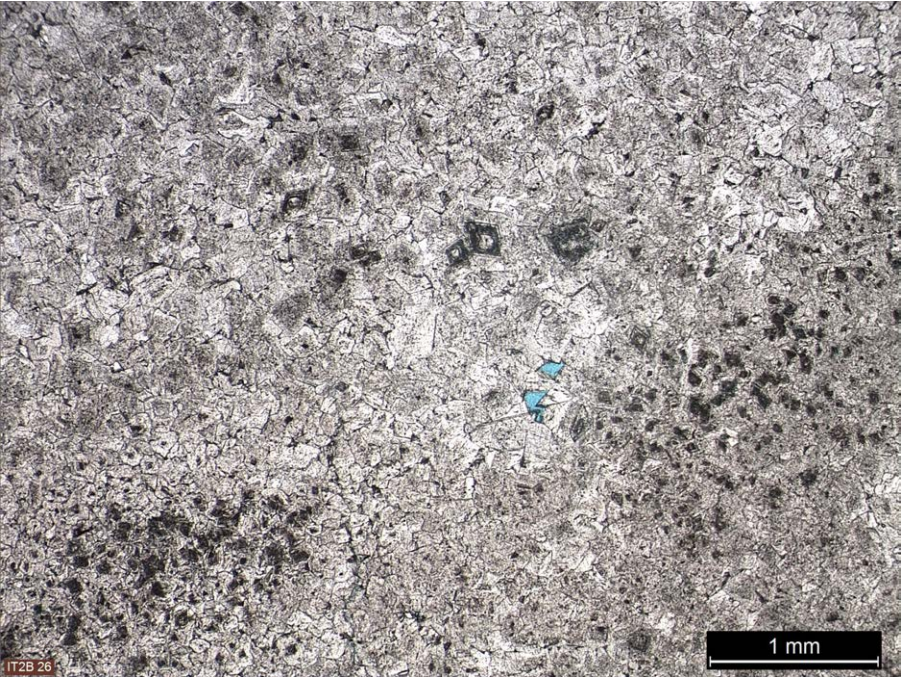


Mont Compomolon, Italie

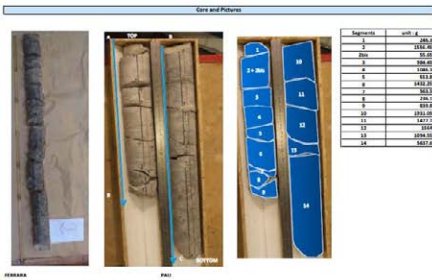
Corps dolomitiques- carotte 2B



2B



Sample	CAMPOMOLON - TORMARO	Total length	335 cm	337 cm (incl)
Core ID	02 B	Diameter	88 cm	
Location	Unit: Dolomite Forest - near of village	Time	06/03/2000	01/12/2000 (log)
Location (top / end)	Yes	Location (top / bottom)	Yes	Yes
Drilling direction		Project location		
		Number of plugs		8

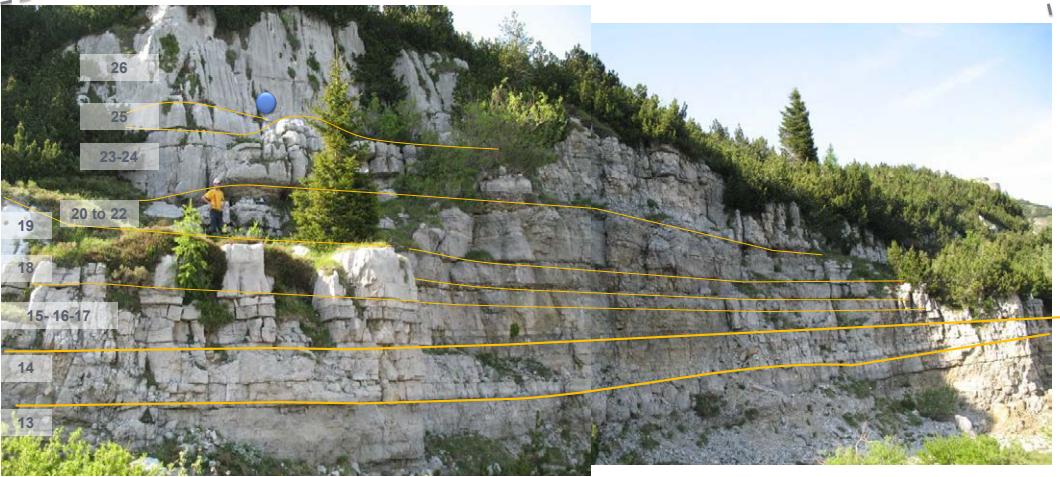
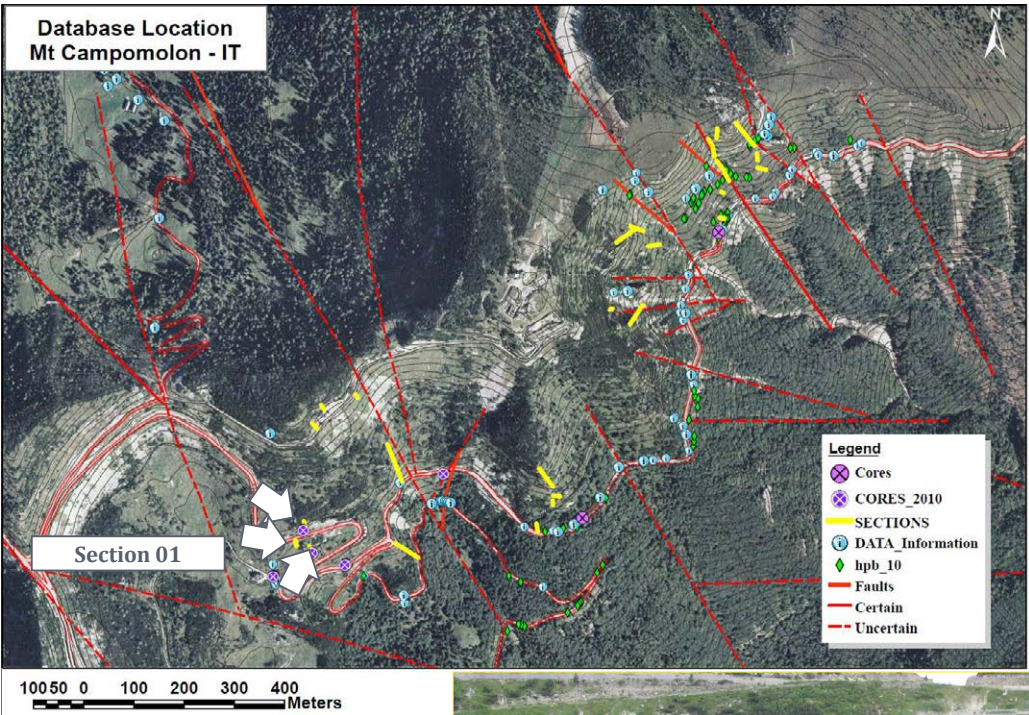
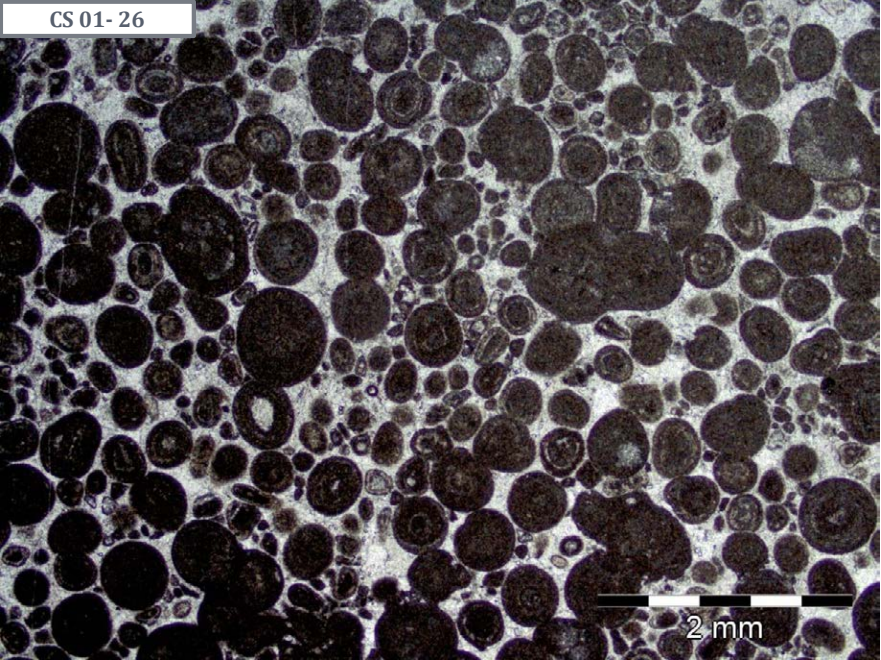
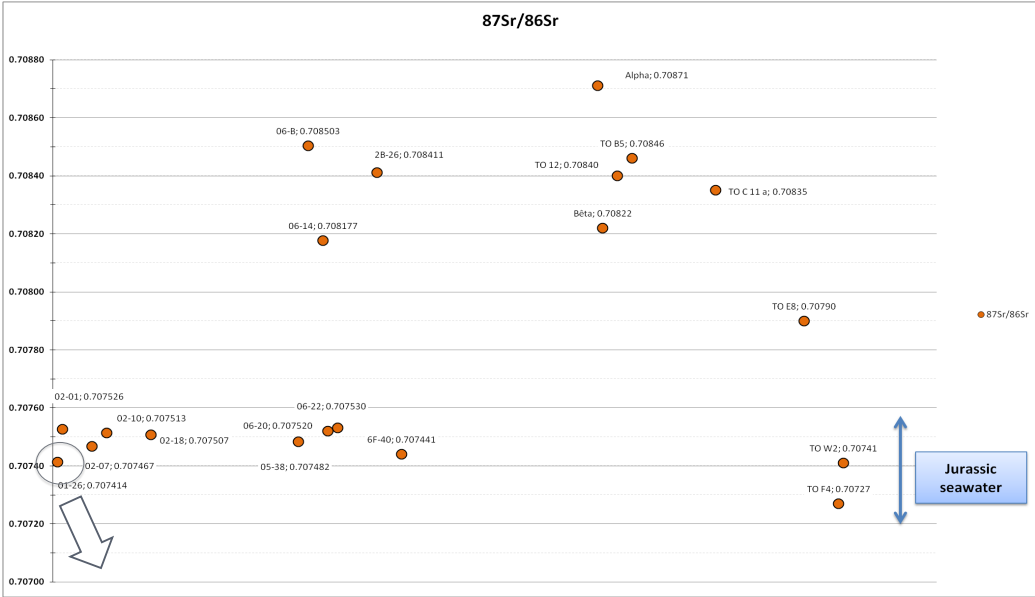


NO. CORE	Plug name	Location - cm	Length (cm)	Diameter (cm)	Orientation - 0 to 360
1	100-11	100	100	100	100
2	100-12	100	100	100	100
3	100-13	100	100	100	100
4	100-14	100	100	100	100
5	100-15	100	100	100	100



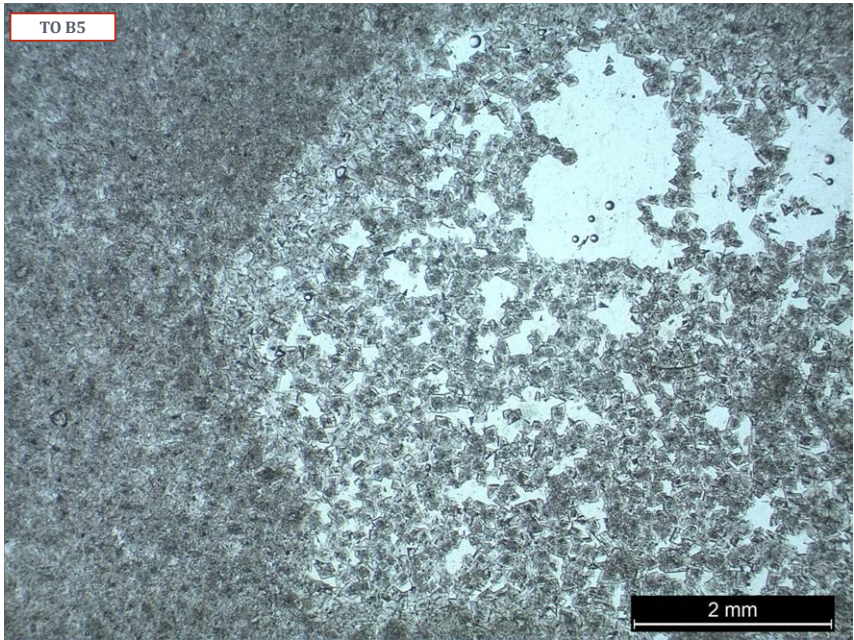
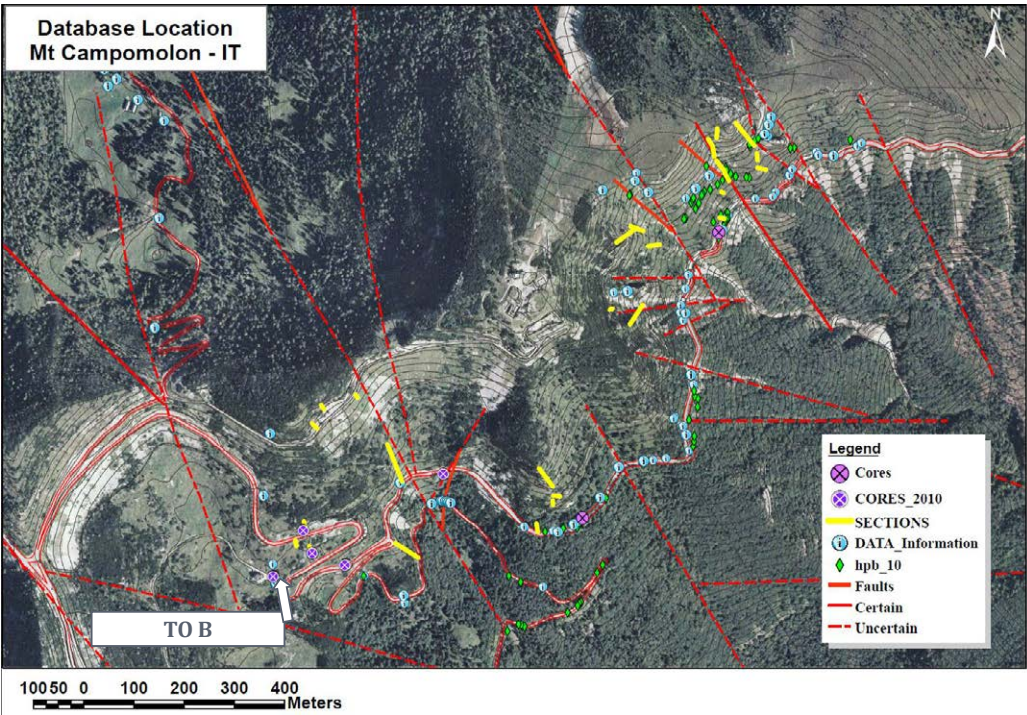
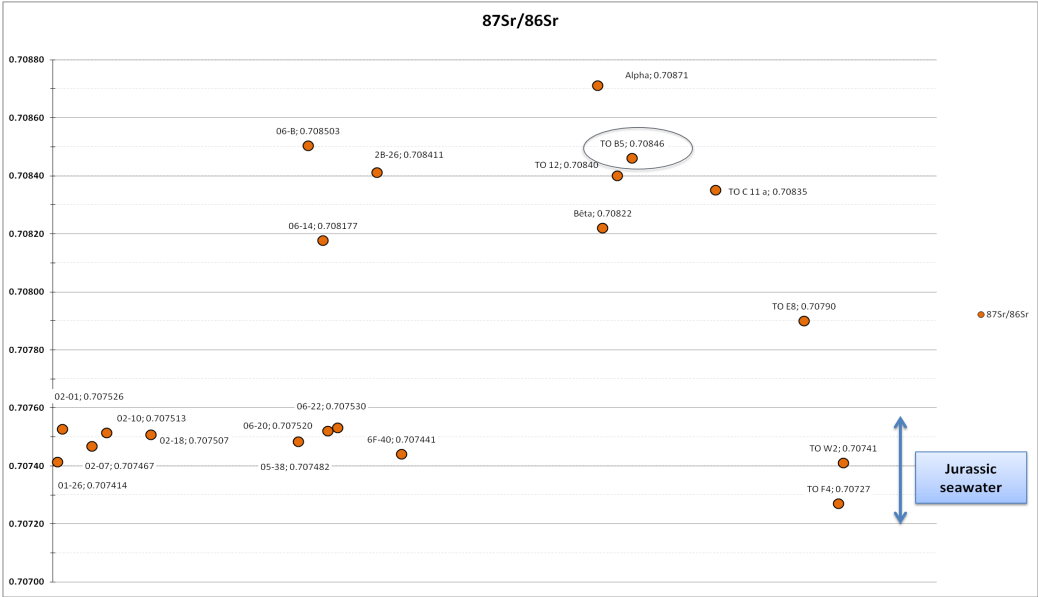
Mont Compomolon, Italie

section 01

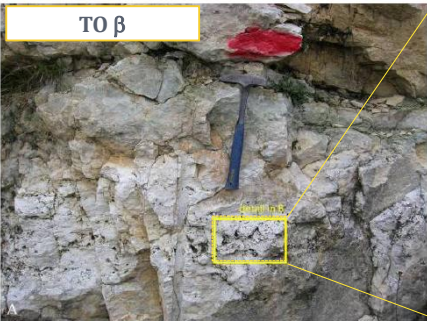
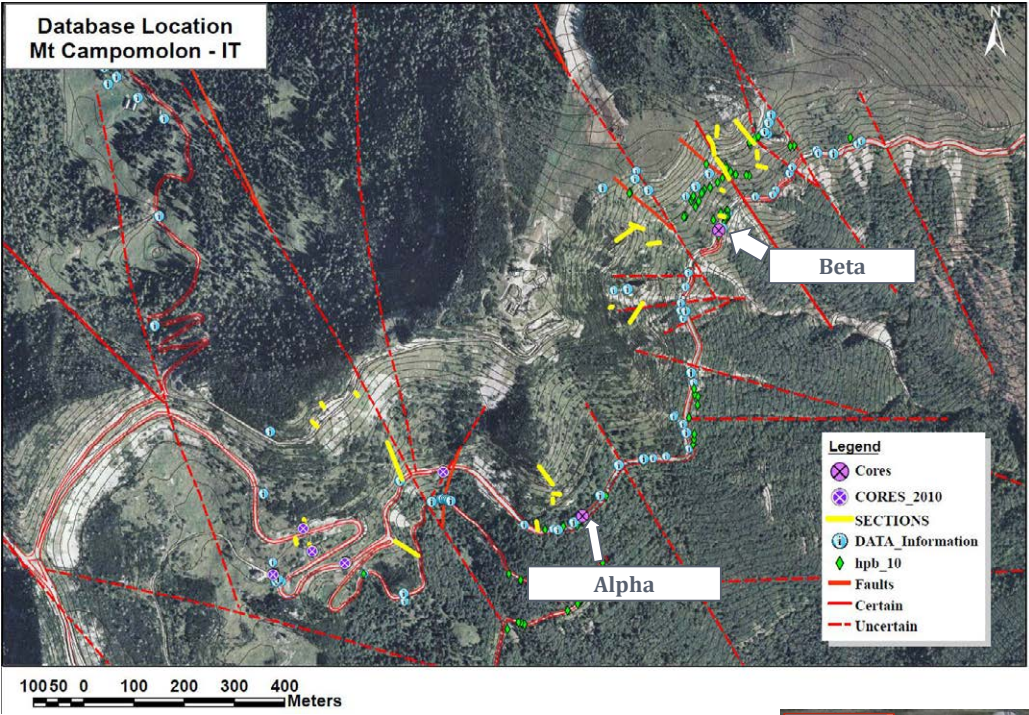
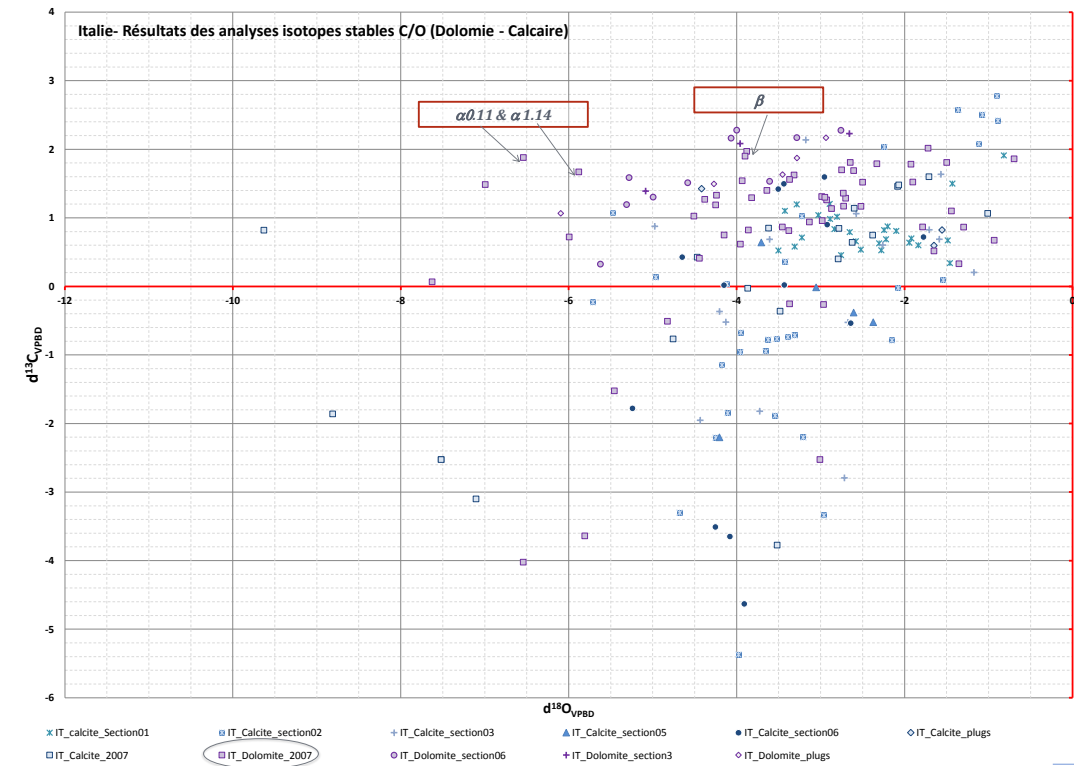


Mont Compomolon, Italie

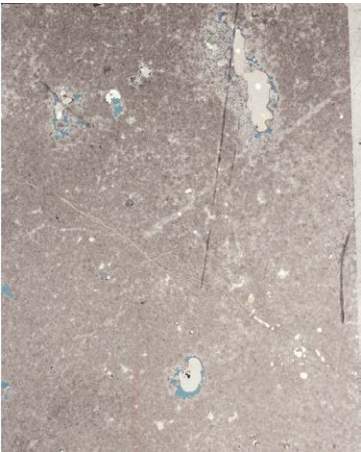
secteur TO B



Mont Compomolon, Italie: carottes α , β



Carottes	Longueur (cm)	Nombre de portions	Faciès dolomitique dominant	Azimet et pendage	Echantillons à proximité
TO a	134	6	D3-4	325° - 26°	To e 2 (f=2.17%) To e 3 (f=8.72%)
TO b	145	12	D3-D4	280°-10°	TO e 12 (tight)



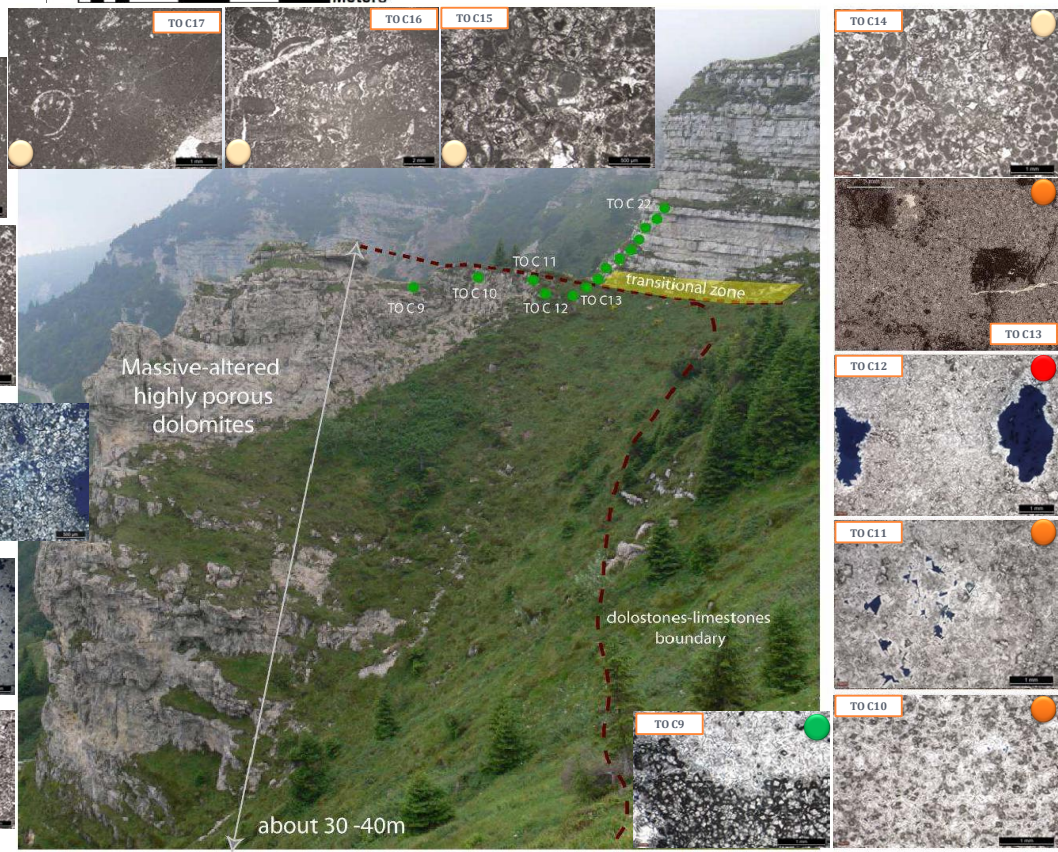
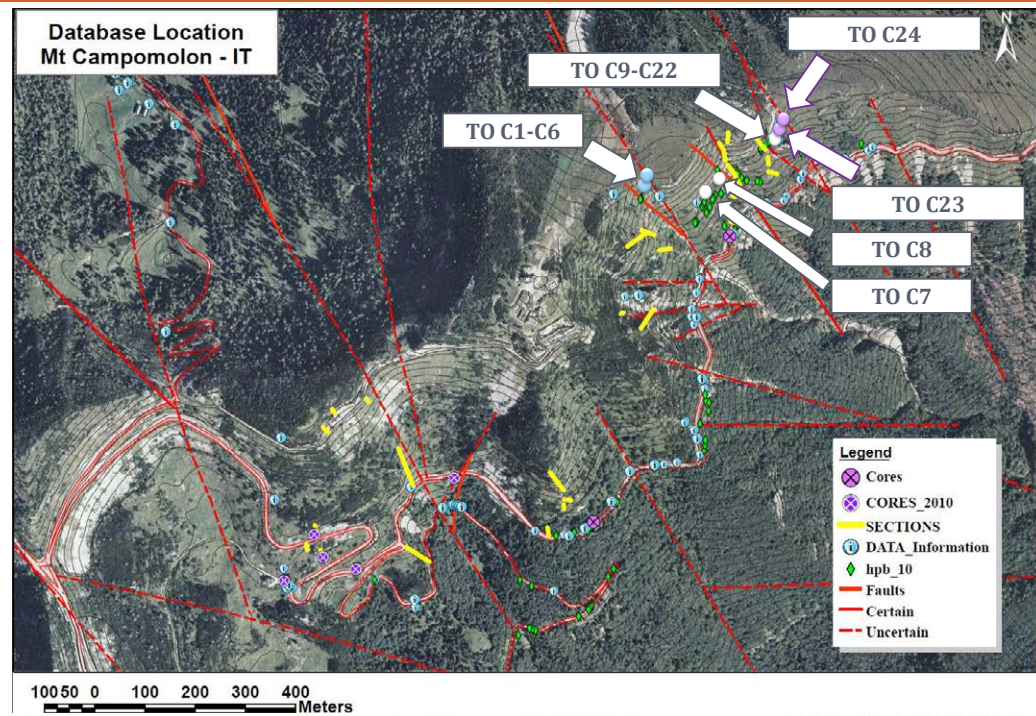
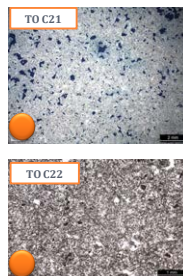
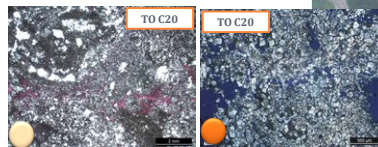
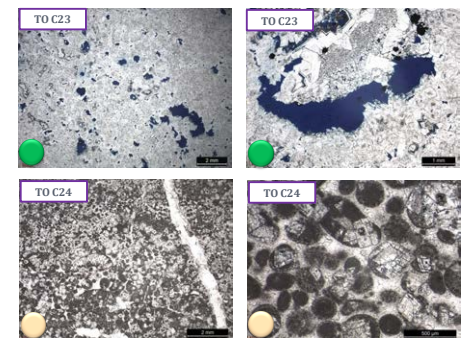
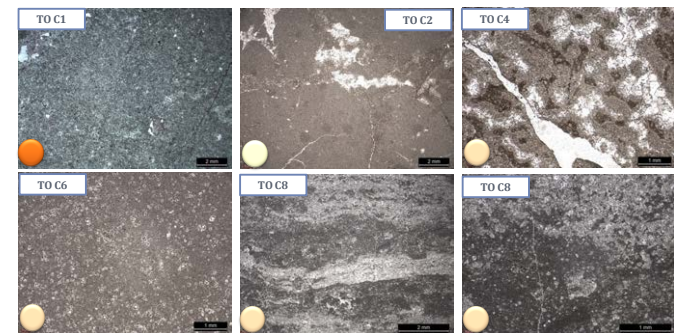
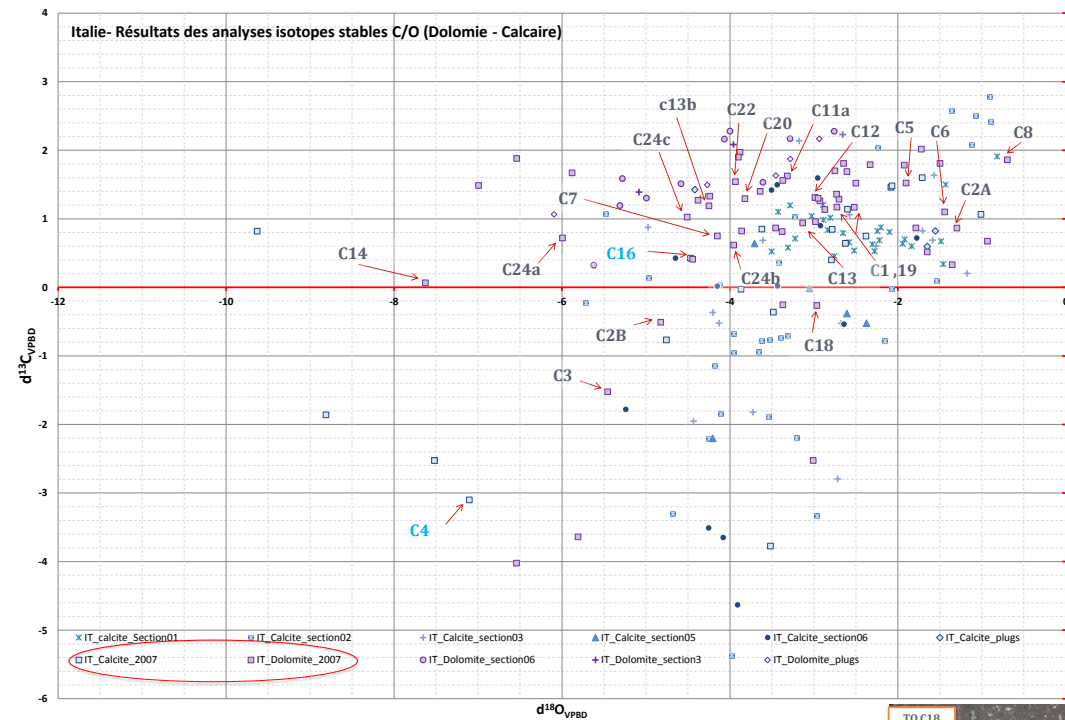
TO β



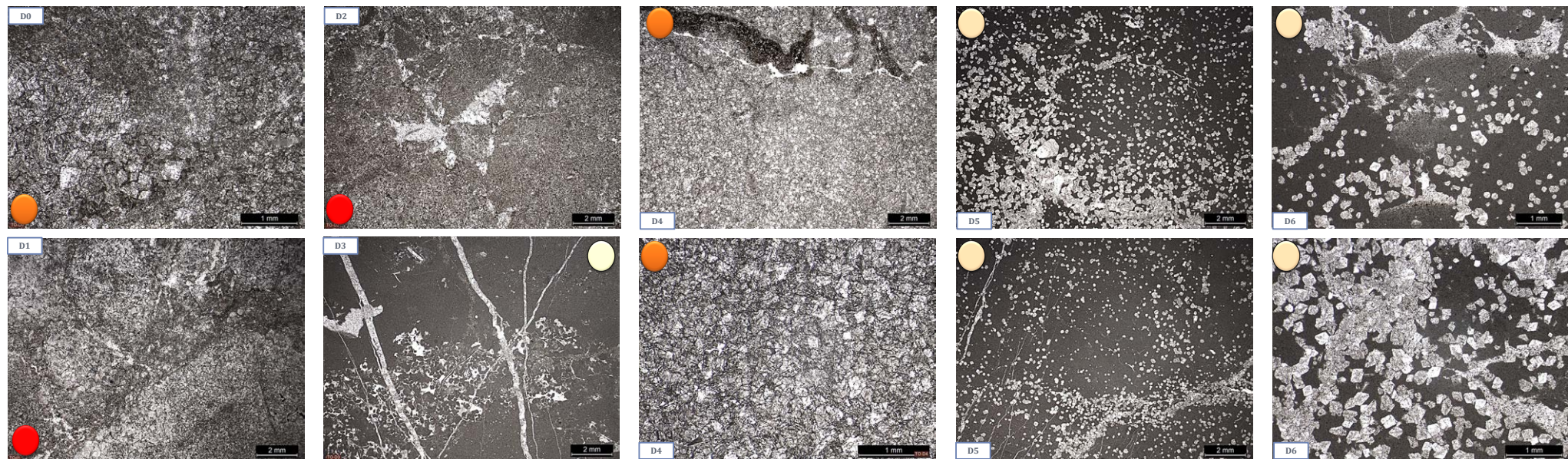
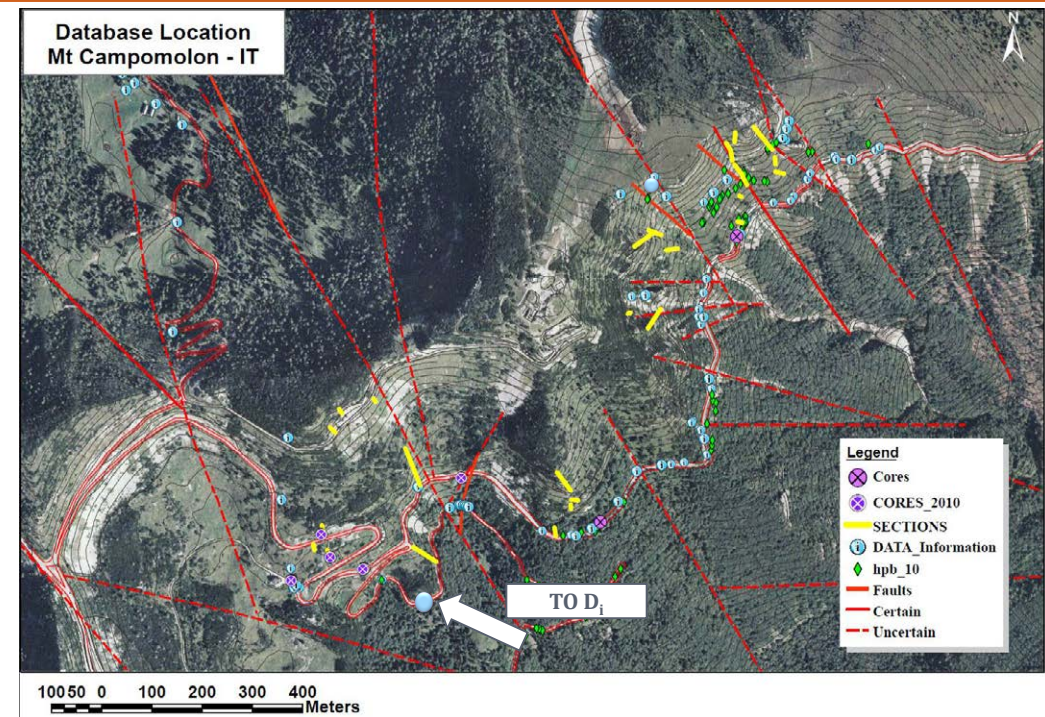
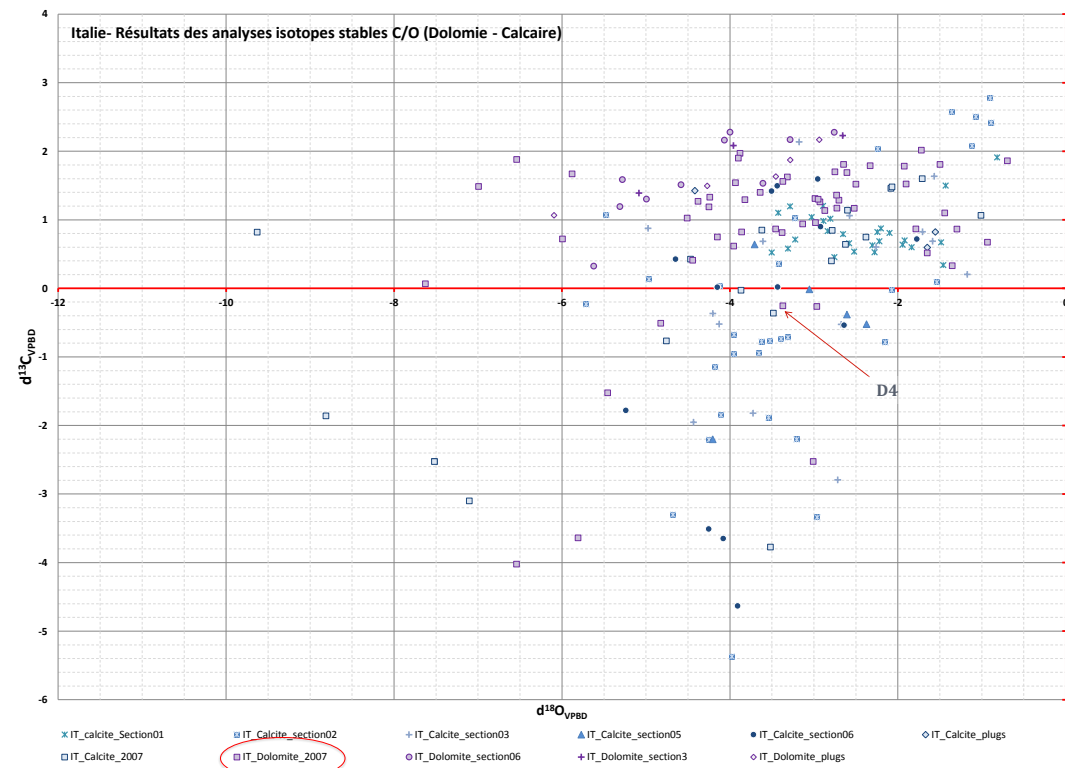
TO α



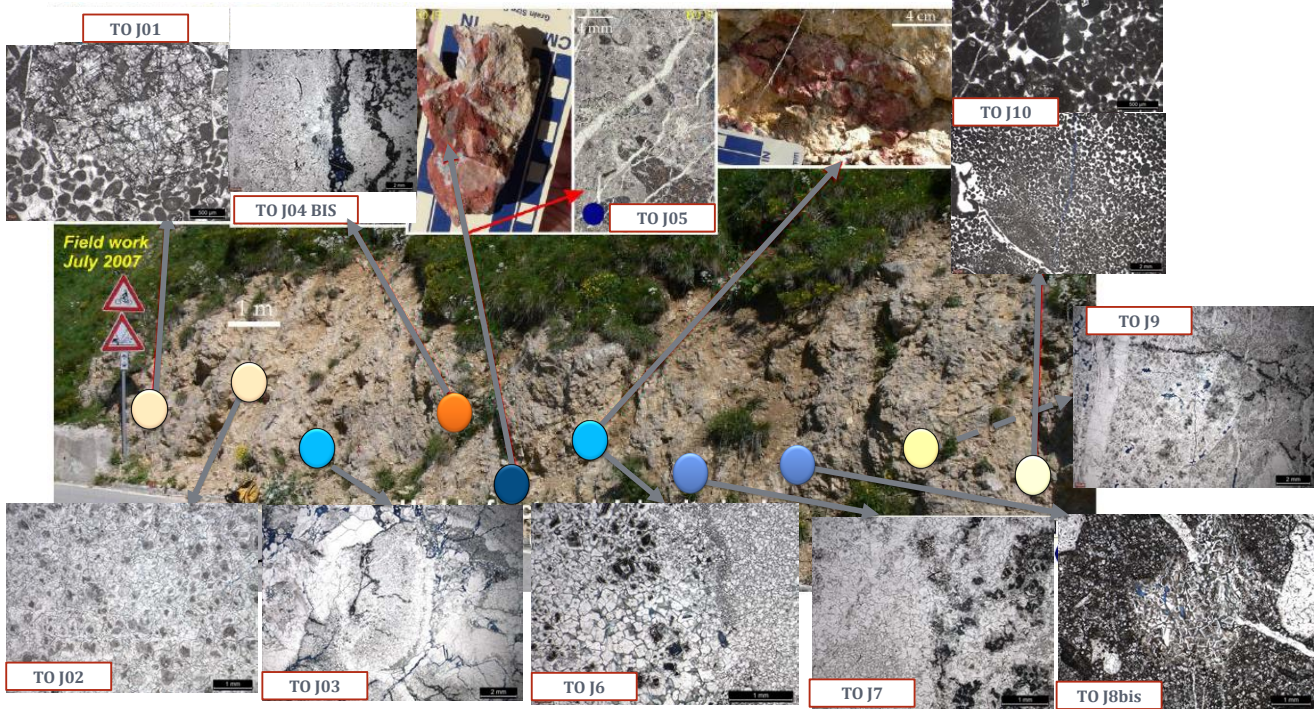
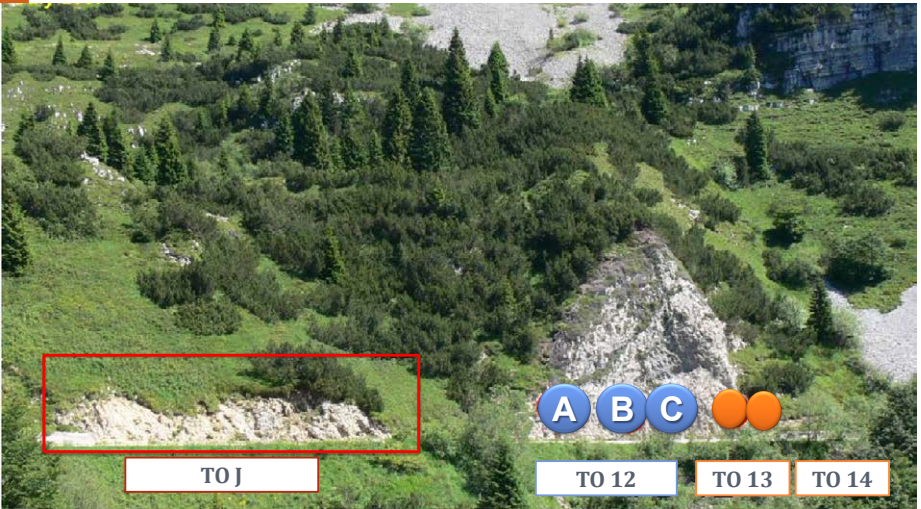
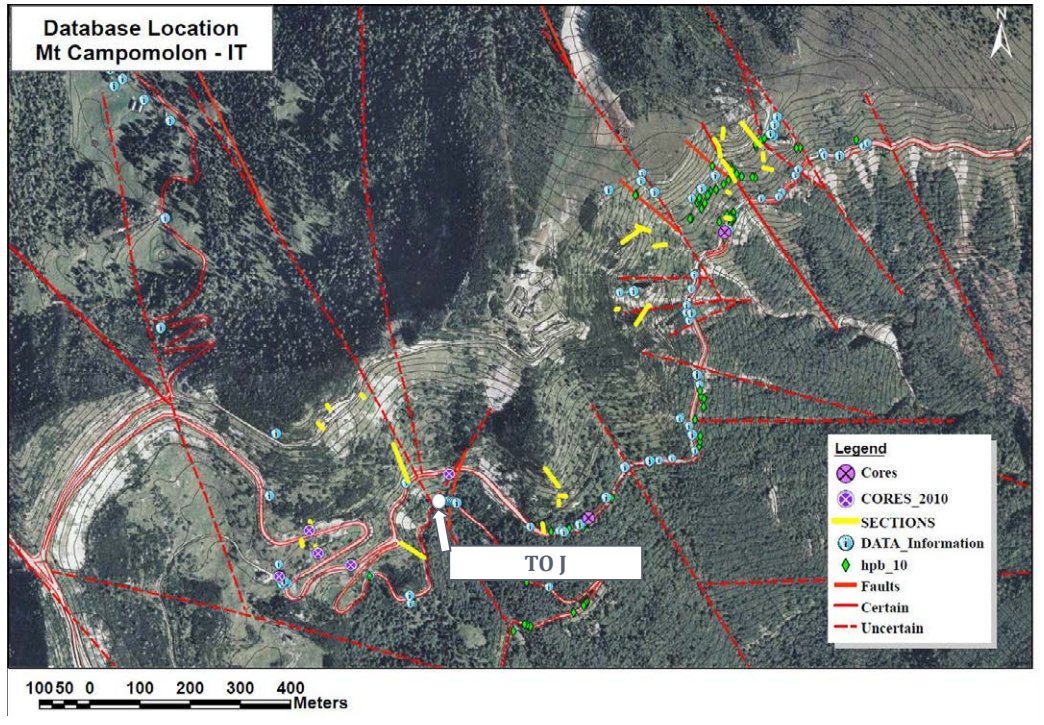
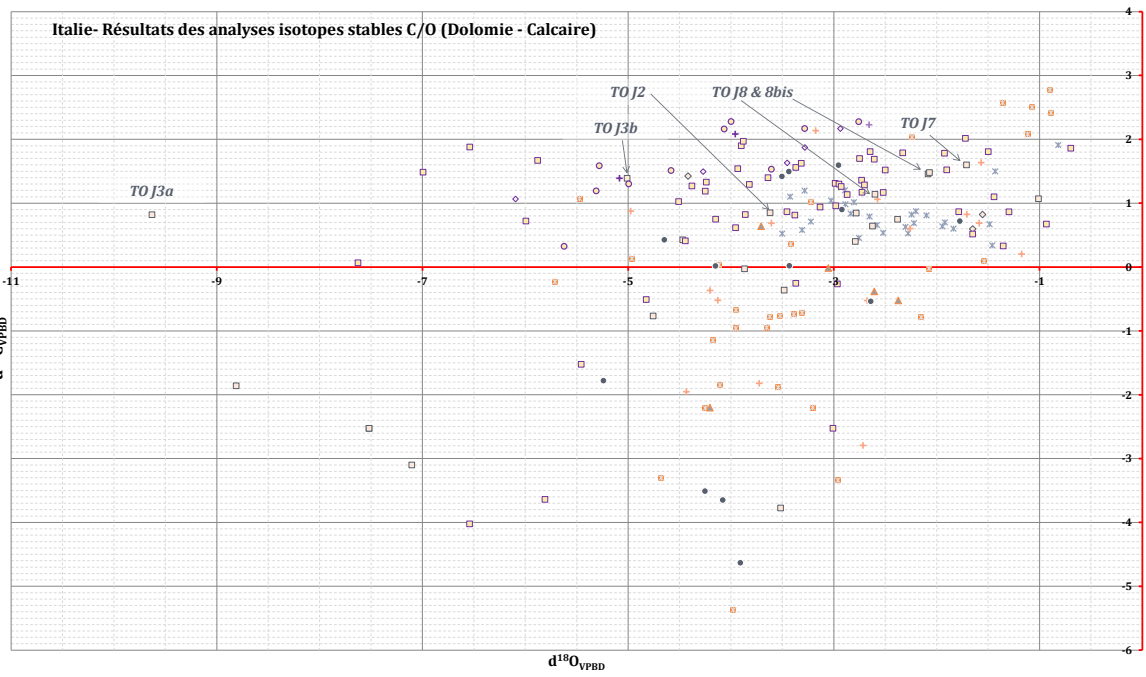
Mont Compomolon, Italie : secteur TO C



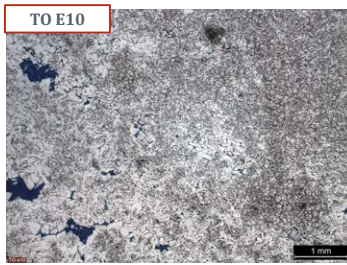
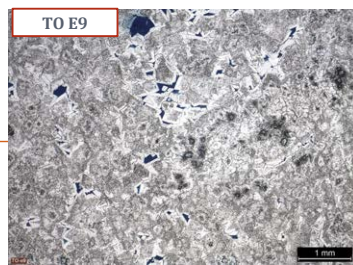
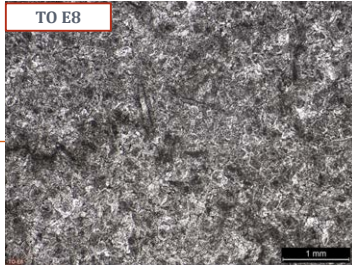
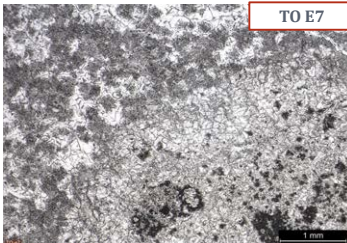
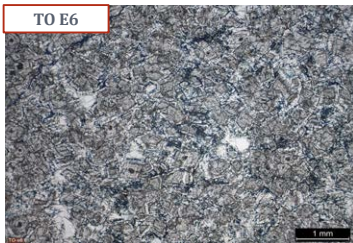
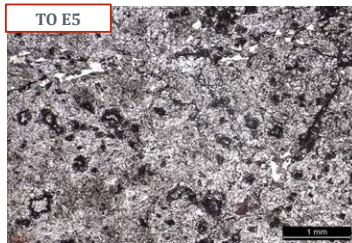
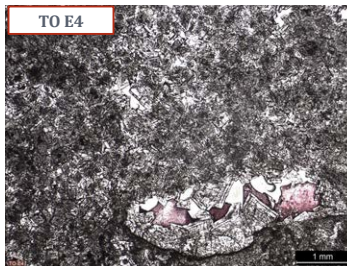
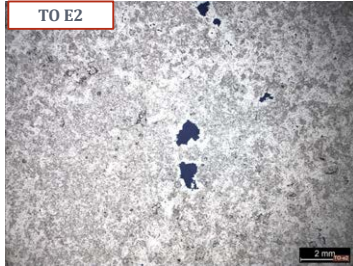
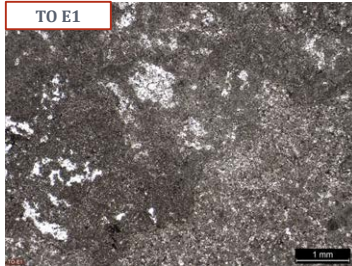
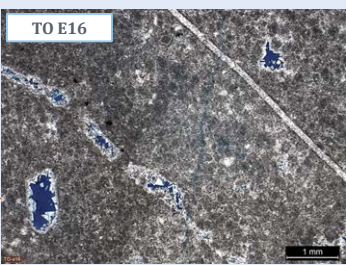
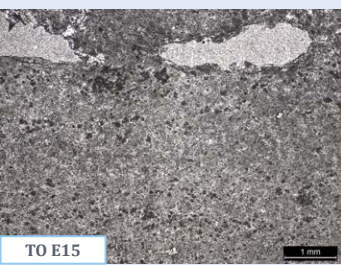
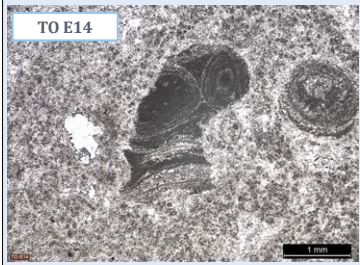
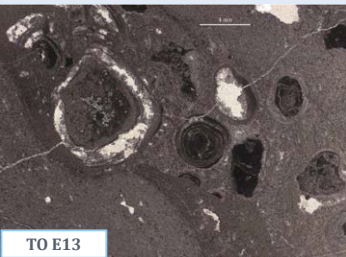
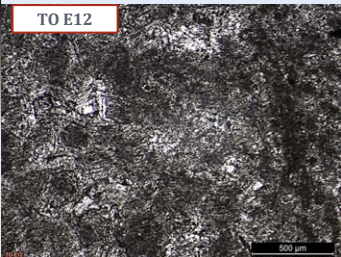
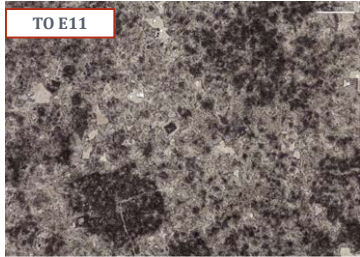
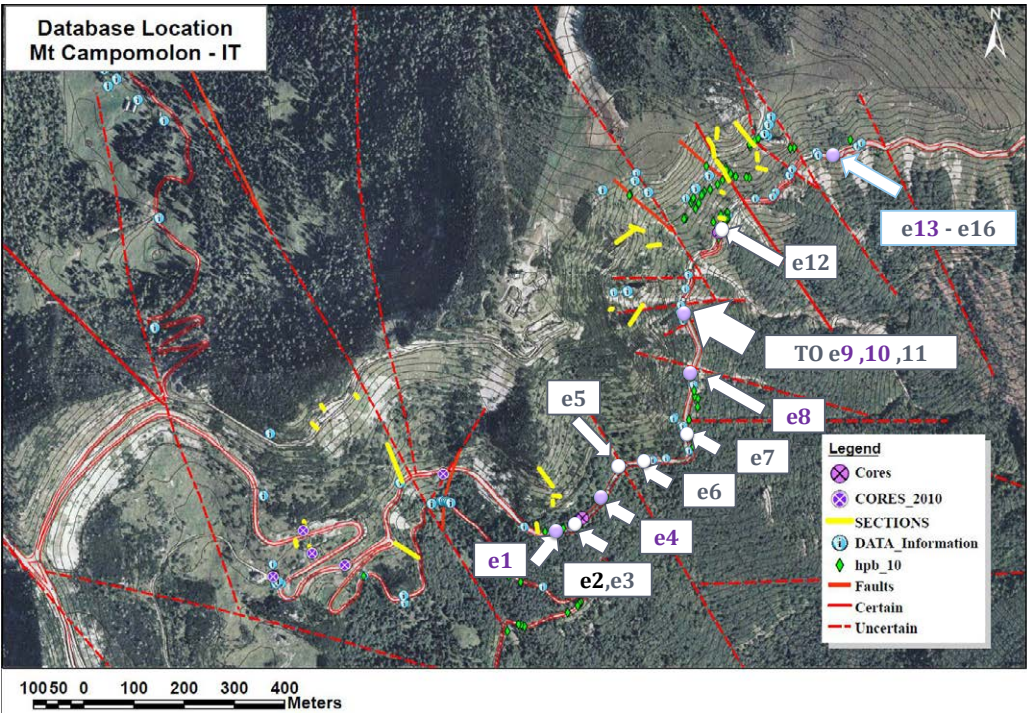
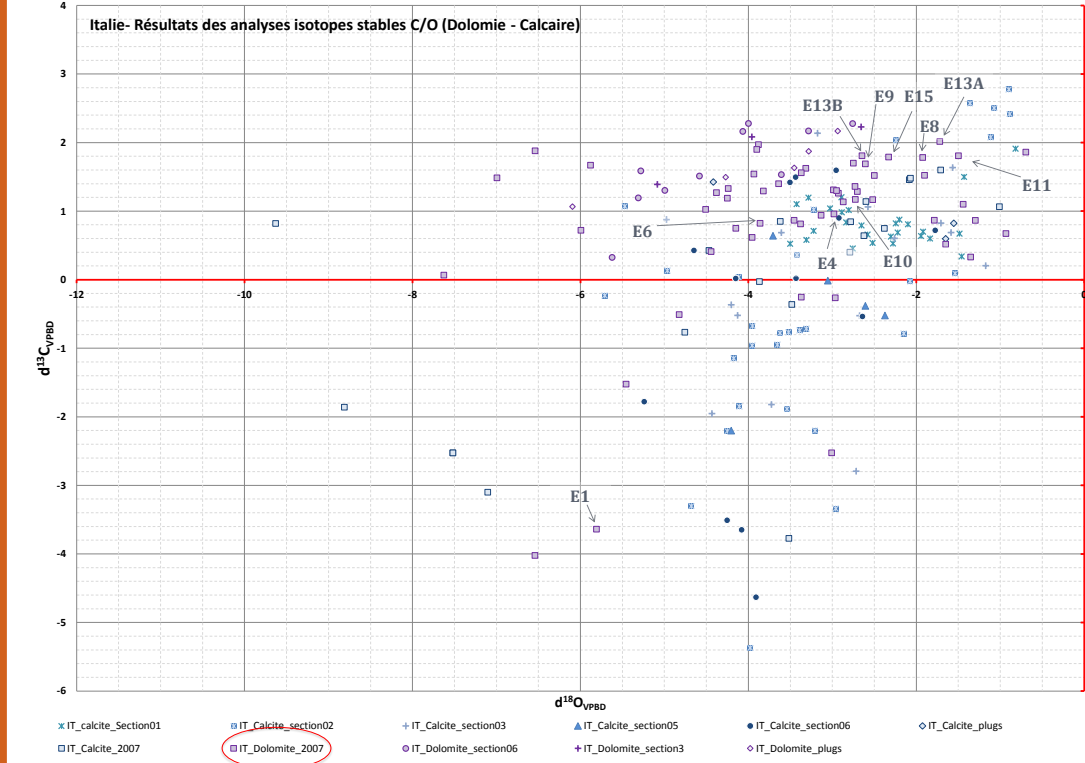
Mont Compomolon, Italie : secteur TO D



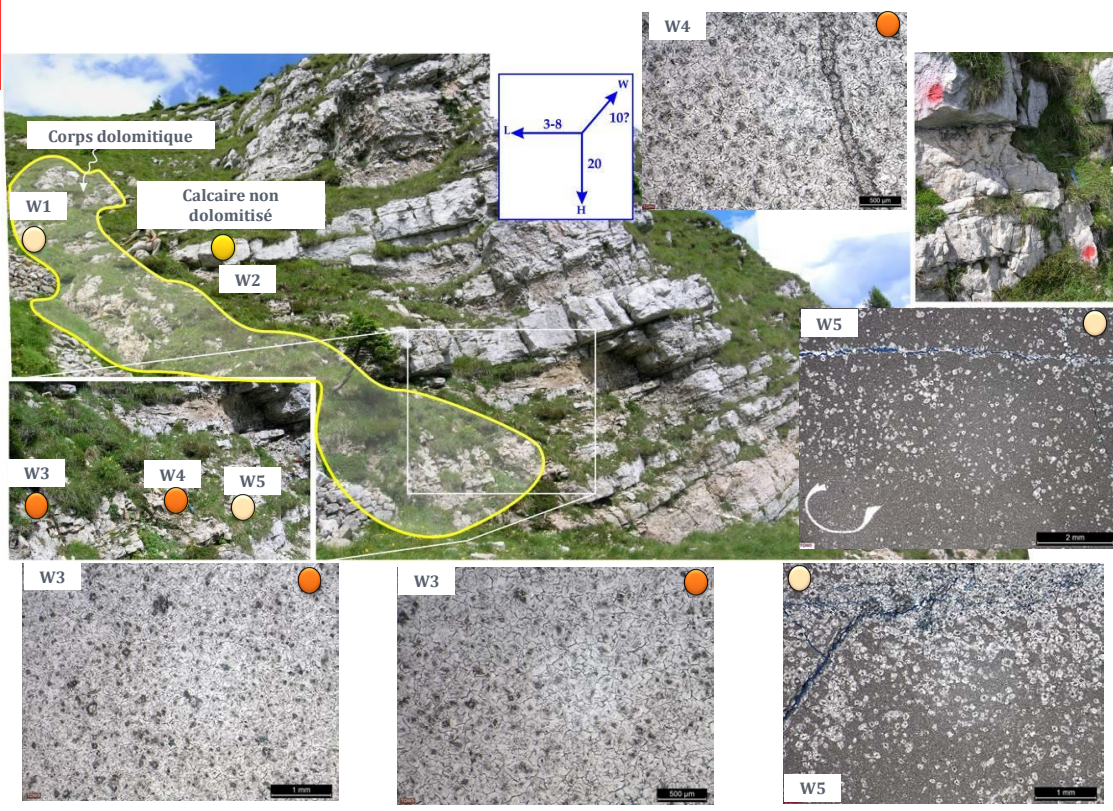
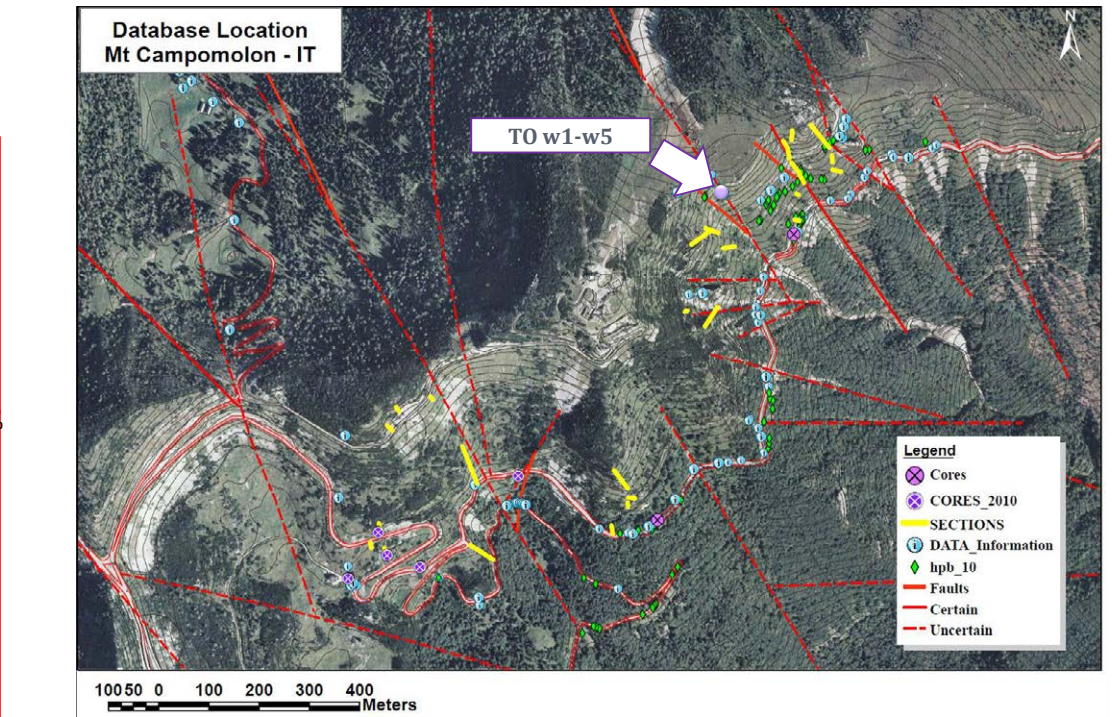
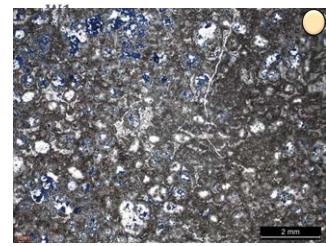
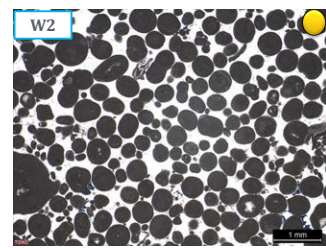
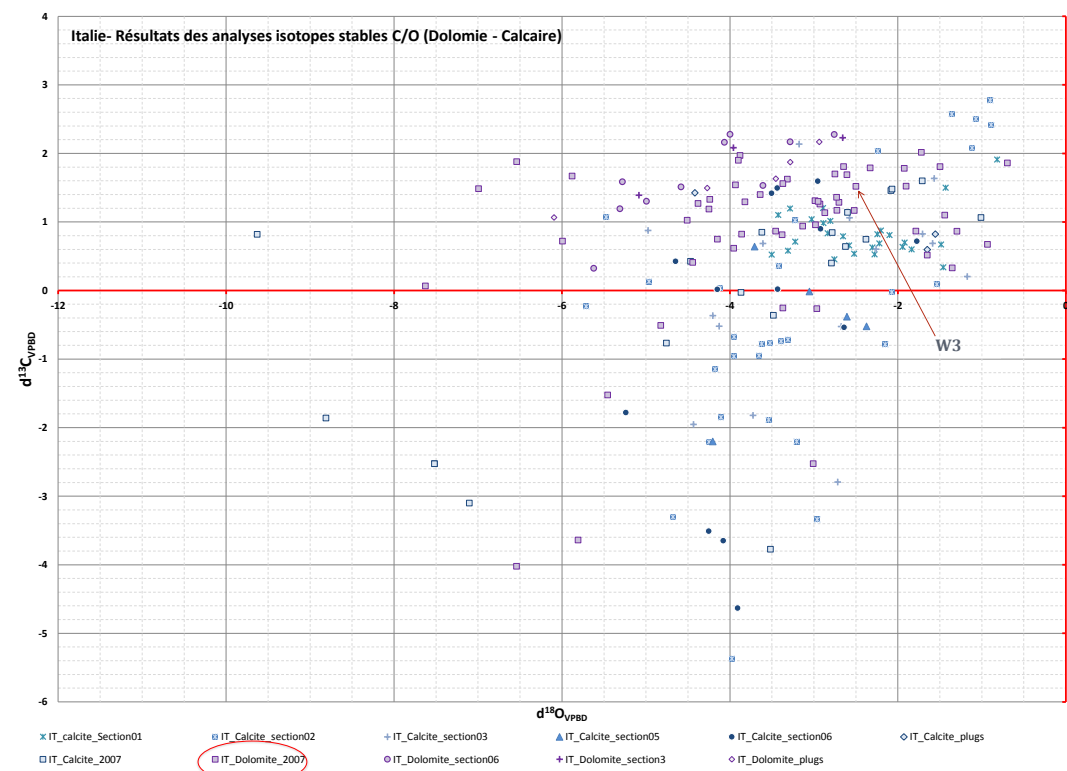
Mont Compomolon, Italie, secteur TO J



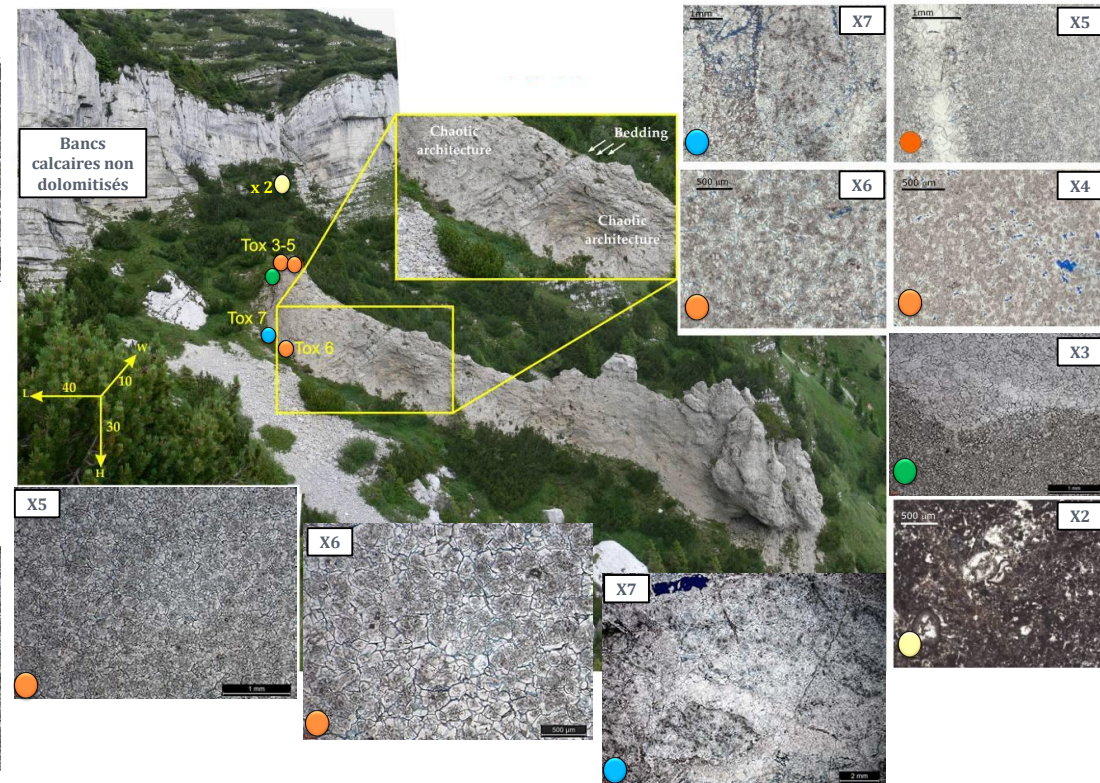
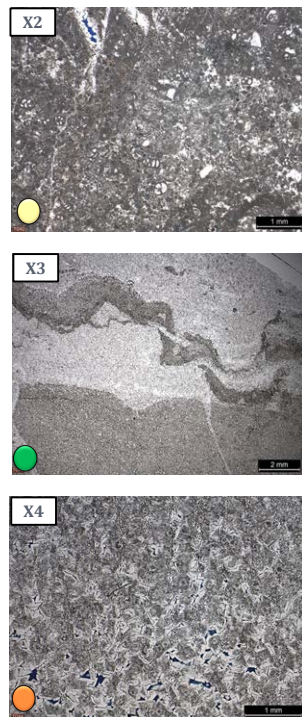
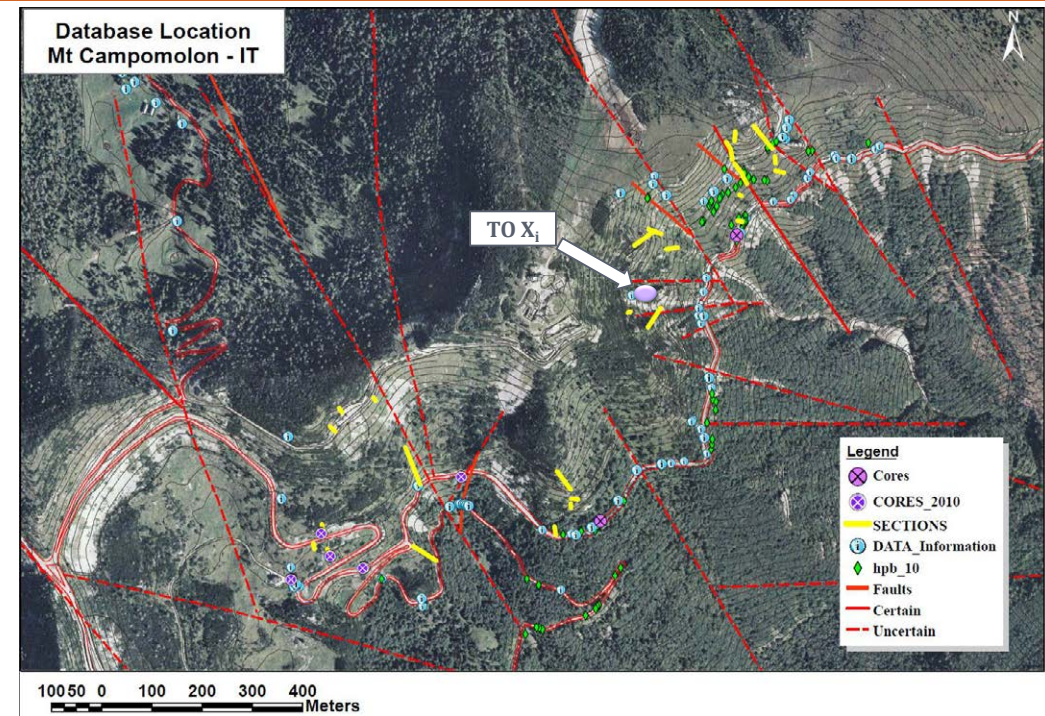
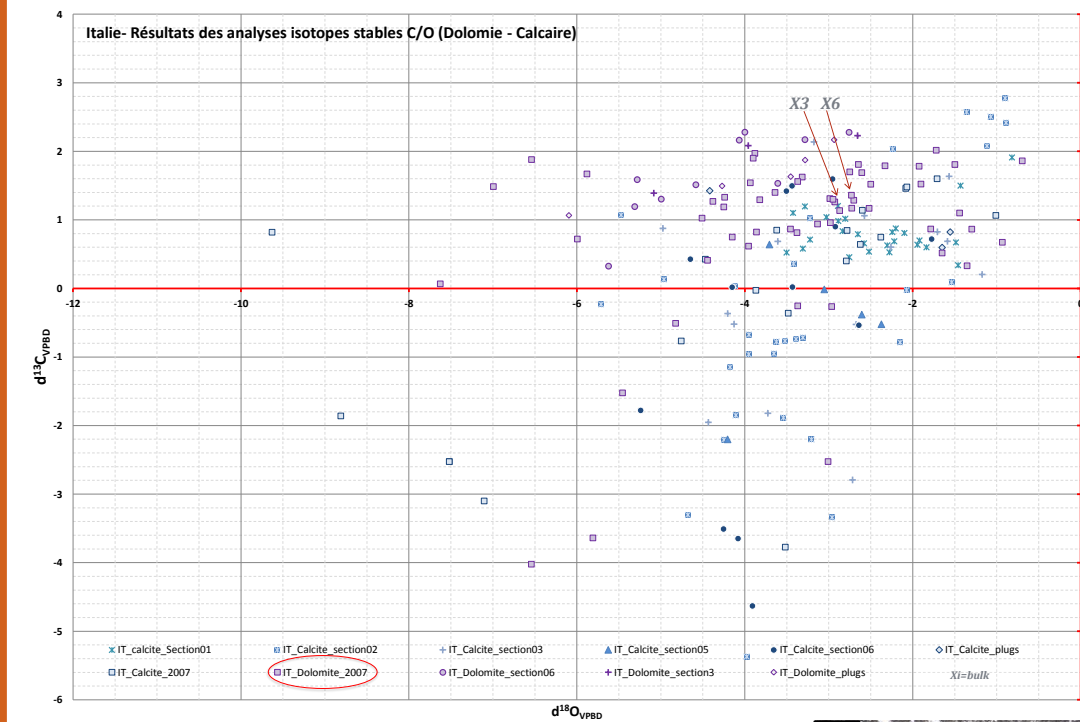
Mont Compomolon, Italie
secteur TO E



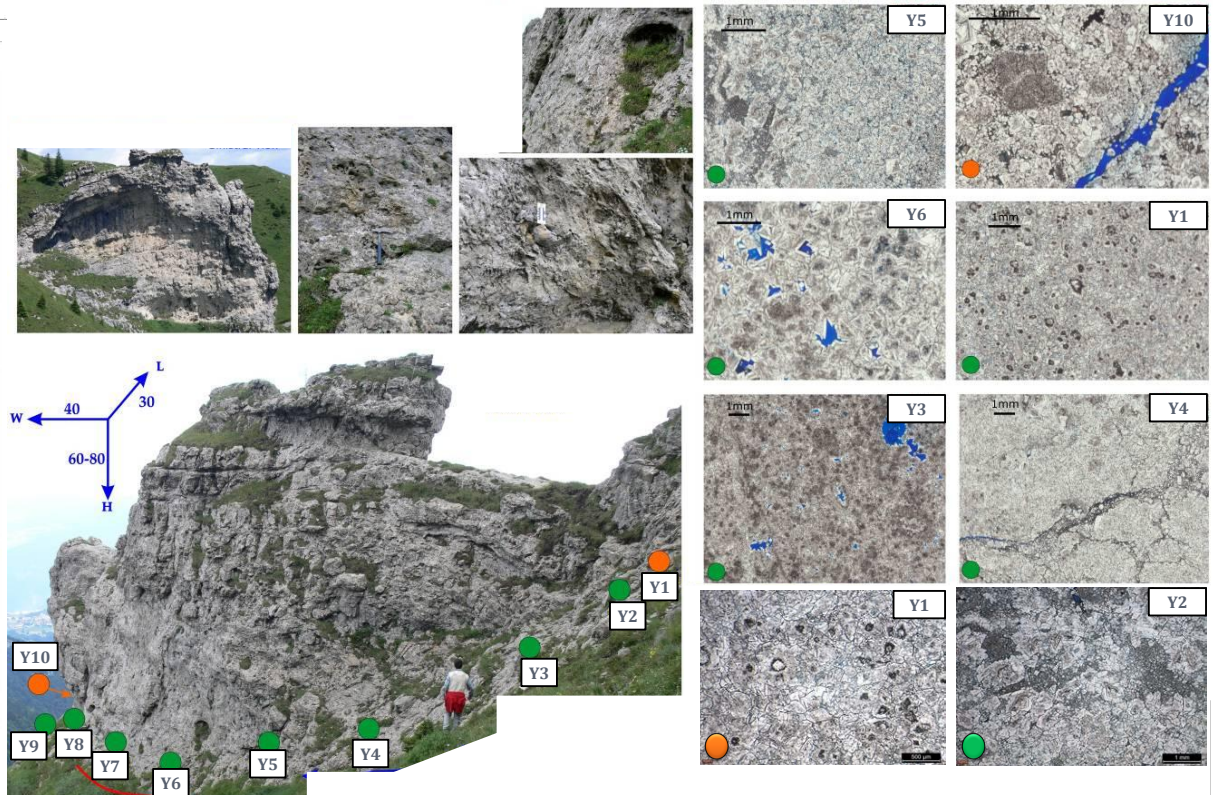
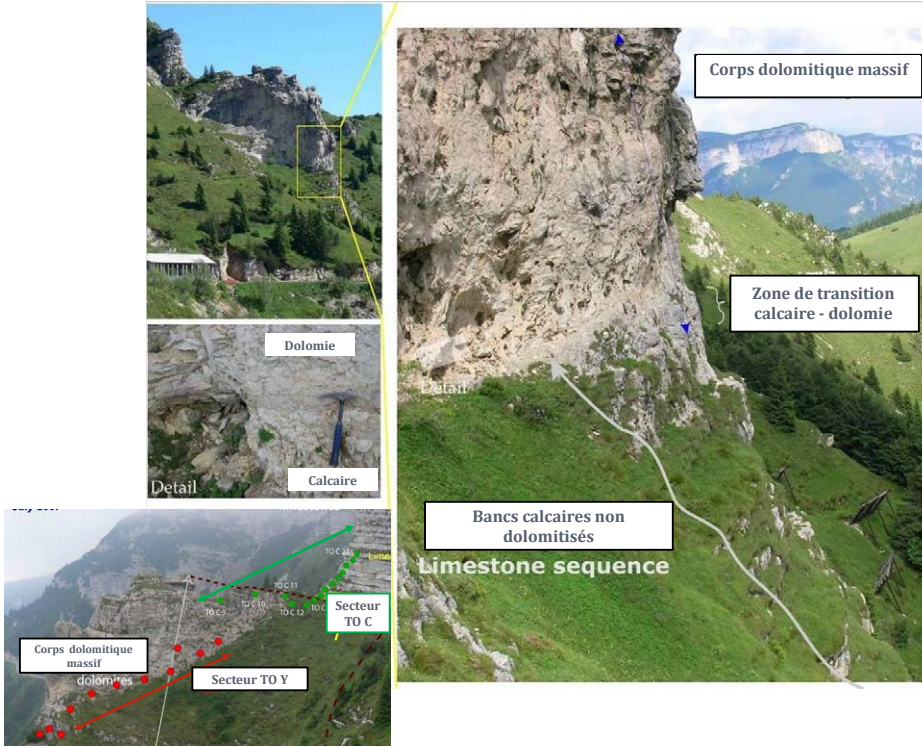
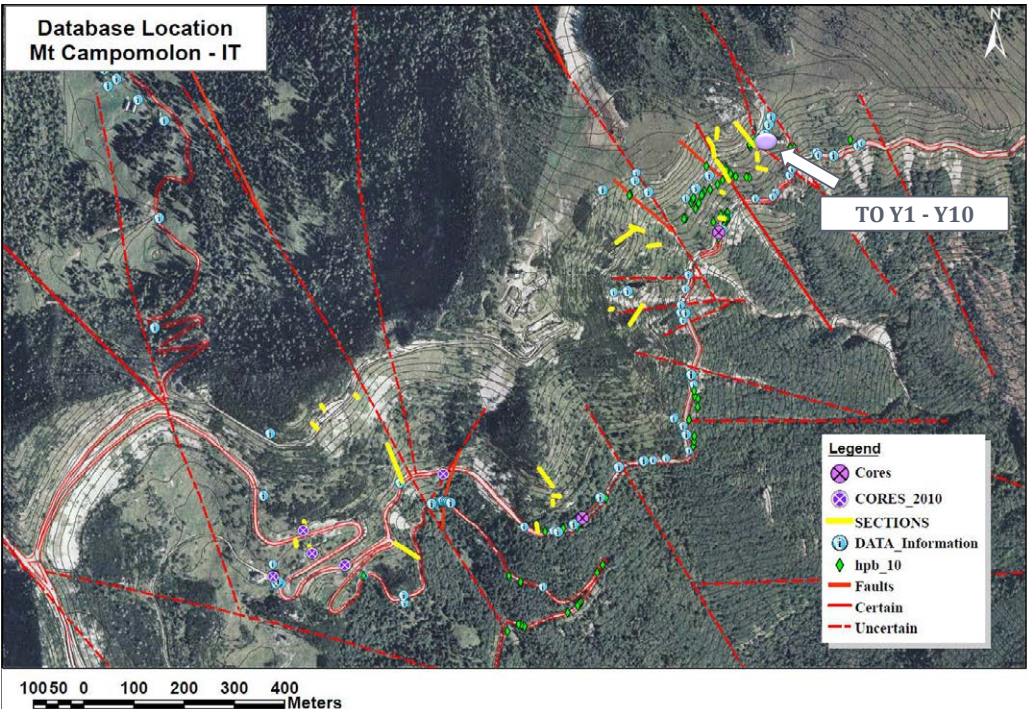
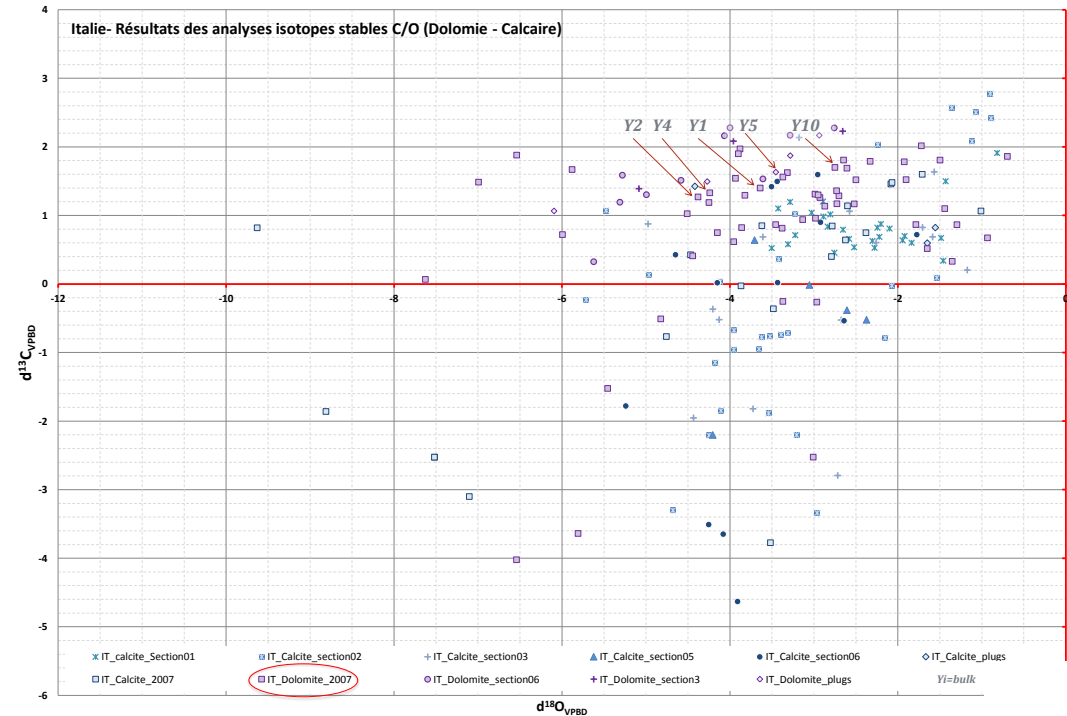
Mont Compomolon, Italie secteur TO W



Mont Compomolon, Italie: secteur TO X



Mont Compomolon, Italie: secteur TO Y



CHAPITRE : E

ANNEXE : TABLEAU DE VALEURS DES PARAMÈTRES DE MODÉLISATION POUR LES PHASES DE DOLOMITISATION SIMULÉES SUR LE SECTEUR DE MONT COMPOMOLON, ITALIE.

Mineral à remplacer:	$P_{mineral}, t$	$P_{mineral}, t=0$	IL	NP	lwc ou IF			
calcite init	WC						1,00E-03	
							4,00E-04	
Mineral remplaçant							1,00E-05	
dolomite	0,2000000	0,0500000	1,0	150	1,00E-03	F1	PH 01	
dolomite	0,2000000	0,0500000	1,0	150	1,00E-03	F2		
	0,2000000	0,0500000	1,0	150	1,00E-03	F3		
dolomite	0,1500000	0,0200000	0,5	260	1,00E-03	F4		
dolomite	0,1000000	0,0200000	0,4	200	1,00E-03	F5		
dolomite	0,1000000	0,0200000	0,3	267	1,00E-03	F6		
dolomite	0,3200000	0,2	0,8	150	1,00E-03	Dol1ph1		
dolomite	0,4400000	0,2	0,8	300	1,00E-03	Dol2ph1		
dolomite	0,4400000	0,2	0,8	300	1,00E-03	Dol3ph1		
dolomite	0,3300000	0,15	0,6	300	1,00E-03	Dol4ph1		
dolomite	0,2200000	0,1	0,4	300	1,00E-03	Dol5ph1		
dolomite	0,1900000	0,1	0,3	300	1,00E-03	Dol6ph1		
dolomite	0,2000000	0,05	0,9	167	1,00E-03	F1	PH 02	
dolomite	0,2000000	0,05	0,9	417	4,00E-04			
dolomite	0,2000000	0,05	0,9	16 667	1,00E-05			
dolomite	0,2000000	0,05	0,9	167	1,00E-03	F2		
dolomite	0,2000000	0,05	0,9	417	4,00E-04			
dolomite	0,2000000	0,05	0,9	16 667	1,00E-05			
dolomite	0,2000000	0,05	0,8	188	1,00E-03	F3		
dolomite	0,2000000	0,05	0,8	469	4,00E-04			
dolomite	0,2000000	0,05	0,8	18 750	1,00E-05			
dolomite	0,1500000	0,02	0,5	260	1,00E-03	F4		
dolomite	0,1500000	0,02	0,5	650	4,00E-04			
dolomite	0,1500000	0,02	0,5	26 000	1,00E-05			
dolomite	0,1000000	0,02	0,4	200	1,00E-03	F5		
dolomite	0,1000000	0,02	0,4	500	4,00E-04			
dolomite	0,1000000	0,02	0,4	20 000	1,00E-05			
dolomite	0,1000000	0,02	0,4	200	1,00E-03	F6		
dolomite	0,1000000	0,02	0,4	500	4,00E-04			
dolomite	0,1000000	0,02	0,4	20 000	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	625	1,00E-03	Dol1ph1		
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	1 563	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	62 500	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	625	1,00E-03	Dol2ph1		
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	1 563	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	62 500	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	625	1,00E-03	Dol3ph1		
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	1 563	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	62 500	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,15	0,7	786	1,00E-03	Dol4ph1		
dolomite	0,7000000	0,15	0,7	1 964	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,15	0,7	78 571	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,1	0,7	857	1,00E-03	Dol5ph1		
dolomite	0,7000000	0,1	0,7	2 143	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,1	0,7	85 714	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,1	0,7	857	1,00E-03	Dol6ph1		
dolomite	0,7000000	0,1	0,7	2 143	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,1	0,7	85 714	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	625	1,00E-03	Dol1ph2		
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	1 563	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	62 500	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,25	0,8	563	1,00E-03	Dol2ph2		
dolomite	0,7000000	0,25	0,8	1 406	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,25	0,8	56 250	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	625	1,00E-03	Dol3ph2		
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	1 563	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	62 500	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,25	0,8	563	1,00E-03	Dol4ph2		
dolomite	0,7000000	0,25	0,8	1 406	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,25	0,8	56 250	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	625	1,00E-03	Dol5ph2		
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	1 563	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,2	0,8	62 500	1,00E-05			
dolomite	0,7000000	0,25	0,5	900	1,00E-03	Dol6ph2		
dolomite	0,7000000	0,25	0,5	2 250	4,00E-04			
dolomite	0,7000000	0,25	0,5	90 000	1,00E-05			

dolomite	0,7000000	0,15	0,3	1 833	1,00E-03		Dol7ph2
dolomite	0,7000000	0,15	0,3	4 583	4,00E-04		
dolomite	0,7000000	0,15	0,3	183 333	1,00E-05		
dolomite	0,7000000	0,2	0,5	1 000	1,00E-03		Dol8ph2
dolomite	0,7000000	0,2	0,5	2 500	4,00E-04		
dolomite	0,7000000	0,2	0,5	100 000	1,00E-05		
dolomite	0,7000000	0,1	0,3	2 000	1,00E-03		Dol9ph2
dolomite	0,7000000	0,1	0,3	5 000	4,00E-04		
dolomite	0,7000000	0,1	0,3	200 000	1,00E-05		
dolomite	0,7000000	0,15	0,5	1 100	1,00E-03		Dol10ph2
dolomite	0,7000000	0,15	0,5	2 750	4,00E-04		
dolomite	0,7000000	0,15	0,5	110 000	1,00E-05		
dolomite	0,7000000	0,1	0,3	2 000	1,00E-03		Dol11ph2
dolomite	0,7000000	0,1	0,3	5 000	4,00E-04		
dolomite	0,7000000	0,1	0,3	200 000	1,00E-05		
dolomite	0,7000000	0,15	0,5	1 100	1,00E-03		Dol12ph2
dolomite	0,7000000	0,15	0,5	2 750	4,00E-04		
dolomite	0,7000000	0,15	0,5	110 000	1,00E-05		

Nombre de cellules dans zone infiltration:	40 000								
Infiltration selon faciès	PH01	cells				PH02	cells		
F1	1	961	2793	977550	1	961	2793	977550	
F2	1	1832			1	1832			
F3	0,5	34288		2400160	1	34288		12000800	
F4	0,1	2748			1	2748			
F5	0,1	171			1	171			
F6	Non présent				Non présent				

CHAPITRE : F

ANNEXE POSTER : ASSESSING AND MODELING OF MULTISTAGE DOLOMITISATION : A CASE STUDY IN THE CALCARI GRIGI, TRENTO PLATFORM, NORTHERN ITALY (LOWER JURASSIC)

INTRODUCTION

Diagenetic transitions in lithology (limestone – dolomite) and primary depositional texture are a critical control on quality in carbonate reservoirs. A well exposed analog outcrop involving a multistage dolomitization has been selected in Northern Italy to test the ability of the application to simulate and reproduce products of dolomitization stages. Located in the Venetian Pre-Alps, studies successions belong to the Calcarei Grigi Group and are composed of Liassic shallow-water carbonates (mainly Hettangian-Pliensbachian).

Based on sedimentological evidence and sequence-stratigraphical analyses, a facies model of the platform has been built using an in-house toolbox by which paleo water depth and accommodation are simulated. This numerical simulation allows to combine the complexities of depositional and diagenetic histories of carbonates systems in 3D.

Our field observations and first analytical results allowed us to determine different stages of dolomitization which dates from the Lias to the Paleogene which are followed by a younger phase of calcite cementation.

VENETIAN PLATFORM EVOLUTION

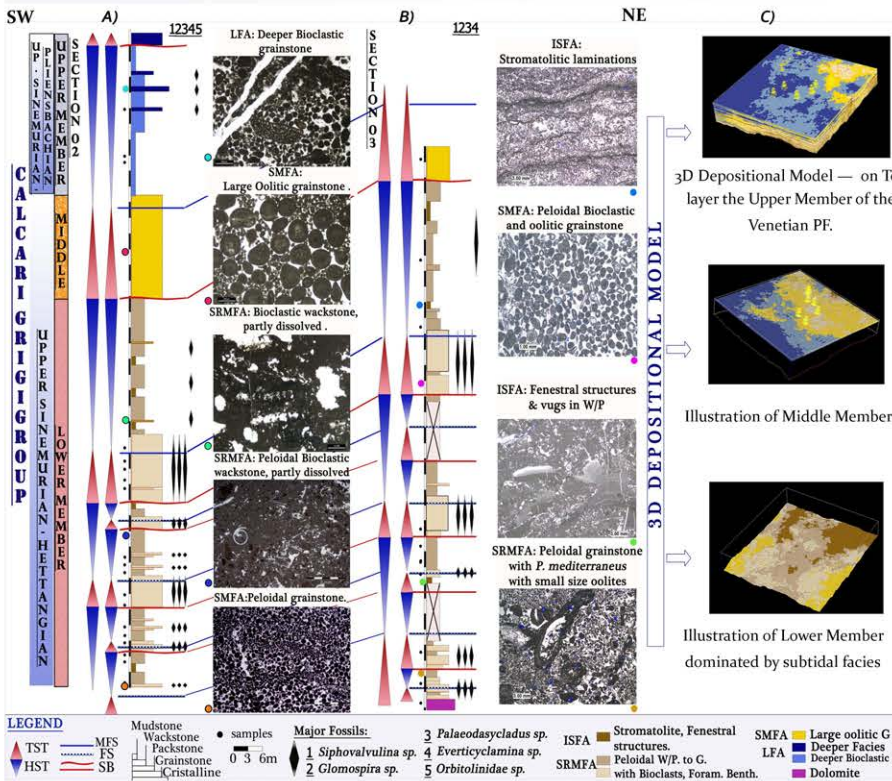


Fig.1: Location of the study area and Liassic sedimentary domain, Modified from Cobiainchi et al., 2001

Seven Liassic carbonates sections have been sampled, analyzed and interpreted. Three intervals have been distinguished: the Lower, the Middle and the Upper Member.

The lower interval comprises peritidal carbonate successions with small benthic foraminifera with a dominance of *Dasycladacea*. Three different lithofacies types have been distinguished in this interval – stromatolitic limestone, micritic limestone and pseudopeloidal bioclastic and oolitic limestone. Identified cycles exhibit subaerial exposures features. The middle interval is related to a deepening environmental event with oolitic grainstone facies containing peloids and intraclasts. The upper interval is characterized by a lagoonal environment.

Based on the identified facies associations, four main paleo-environments have been defined fig. 2.

The initial depositional model is built with an in-house modeling toolbox using the sequence-stratigraphical concept to constrain stochastic facies model with soft data resulting from hitherto published and our own sequence-stratigraphical interpretations and correlations. With numerical approach, data from sections, structural maps and thickness maps are also included. Extracted from facies log, a vertical paleo water depth curve is created for each section and an individual paleo water depth distribution map is created for each system tract. These maps are then combined to create a 3D proportion facies cube using sequential Gaussian simulation with external drift. The result is a number of equiprobable facies distribution realizations.

Fig.2: Lithofacies and textures observed on two different sections (A) and (B), all sections have been correlated in order to simulate a 3D model. (C) 3D depositional model builds from the dataset based on our observations and interpretations. Terminology: ISFA: Inter-supratidal Facies Association; SRMFA: Shallow Restricted Marine FA; SMFA: Shallow Marine FA; LFA: Lagoon FA

DOLOMITIZATION PROCESS

Isotope results, fig. 3, indicate a general depletion of heavy oxygen with regard to the $\delta^{18}O$ values, fig. 3. This is likely related to dolomite precipitation from heated fluids without affecting the initial $\delta^{13}C$ composition (average $\pm 2\text{‰}$). The analysis of thin sections and the results of the stable isotope analyses indicate at least two stages of dolomitization, fig. 3 & 4, which were followed by a later stage of calcite cementation and characterized by depleted $\delta^{18}O$ calcite values. Moreover four crystalline phases are distinguished in the diagenetic precipitates and are differently related to microfacies associations.

Dolomitization stage 1, displays unimodal dolomite preferentially occurring in the tidal-flat facies (the Lower Member) with two microfacies associations D1 & D2 and cements of dolomite Dc1-Dc2. Microfacies D1 displays a mudstone-wackstone texture with incipient dolomitization, which preserves the original texture. D2 seems to result from a uniform process, which obliterated the whole-rock fabric without any preferential dolomitising mechanism. Isotopes analyses show relatively low values for oxygen isotopes [-0.6‰ ; -3.5‰].

This phase is interpreted as a phase, which occurred within shallow burial environments during the Early Jurassic. It's a pervasive event with non-uniform dolomite distribution.

Dolomitization Stage 2, is characterized by a polymodal character in dolomite associated with different crystalline phases and two different microfacies types (D3 & D4 breccias). The depletion of the ^{18}O has been related to a heated fluid ($70\text{--}90^\circ\text{C}$). The latter could have risen along reactivated Jurassic and Palaeogene normal faults. This phase is represented by *per-ascensum* dolomitization related to faults coupled with horizontal fingers during Late Paleocene-Early Oligocene times. In mudstone facies, the fractures network tend to become more dense.

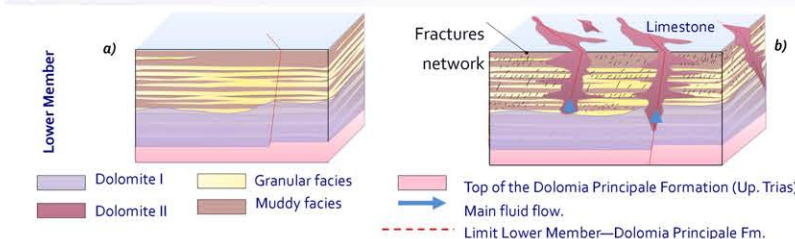


Fig.3: Carbon-oxygen isotopic compositions measured on dolomites and calcites samples

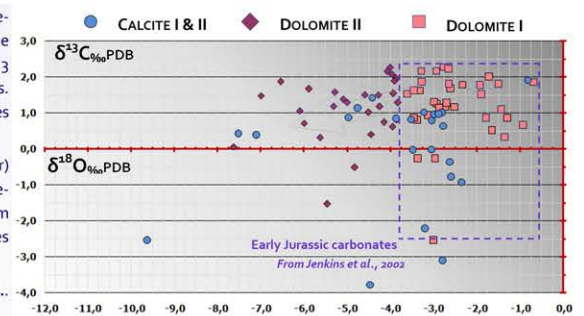


Fig.4: Example of Dolomite microfacies

CONCLUSIONS and FUTUR WORK

The dolomitization of the lower Calcarei Grigi Group is difficult to unravel in detail, but in general the evolution of the system can be divided into two main phases. The first stage refers to relatively early dolomites developed within shallow burial environments. The second stage is represented by *per-ascensum* dolomitization. At outcrop scale, the second dolomite geometry shows a strong relationship with the structural network, involving an important role for the pre-existing faults in the palaeohydrological system. Modeling of the initial depositional model presented allows us to obtain a model consistent with geological observations. Using stochastic simulations leads in this case to realistic restitution of a 3D sedimentary model.

The next step of the study is the realization of a diagenetic model simulating the two stages of dolomitization and the last stage of calcite cementation. After each diagenetic step, petro-physical properties are simulated in the diagenetically affected zone. Their evolution field along the simulation process can thus be observed, assessed and compared with expected results.

CHAPITRE : G

ANNEXE : ARTICLE SUR LA MODÉLISATION DES PROCESSUS DIAGÉNÉTIQUES.

L'article présente l'application de la méthode pseudo-génétique sur les deux cas traités dans ce mémoire :

- La dolomitisation suivie de la dédolomitisation dans les Gorges du Nan, Vercors, S.E. France.
- La dolomitisation per ascensum multiple dans les Calcaires Gris du Lias, N.E. Italie.

Dans un premier temps, cet article a été écrit pour participer au congrès ADIPEC 2012. Il a été ensuite soumis dans le Journal SPE en Août 2012.



Innovative Modelling Method of Diagenetic Overprints in Carbonate Reservoirs

Journal:	<i>SPE Journal</i>
Manuscript ID:	Draft
Manuscript Type:	Technical Paper
Date Submitted by the Author:	n/a
Complete List of Authors:	Planteblat, Caroline Massonnat, Gérard; TOTAL, Virgone, Aurélien; TOTAL, Caline, Bruno; TOTAL, Pabian-Goyheneche, Cécile; TOTAL,
Keywords:	diagenesis, carbonates, geomodelling



SPE SPE-161371-PP

Innovative Modelling Method of Diagenetic Overprints in Carbonate Reservoirs

Caroline PLANTEBLAT, Gérard MASSONNAT, Aurélien VIRGONE, Bruno CALINE, Cécile PABIAN-GOYHENECHÉ, TOTAL E&P

Copyright 2012, Society of Petroleum Engineers

This paper was prepared for presentation at the Abu Dhabi International Petroleum Exhibition & Conference held in Abu Dhabi, UAE, 11–14 November 2012.

This paper was selected for presentation by an SPE program committee following review of information contained in an abstract submitted by the author(s). Contents of the paper have not been reviewed by the Society of Petroleum Engineers and are subject to correction by the author(s). The material does not necessarily reflect any position of the Society of Petroleum Engineers, its officers, or members. Electronic reproduction, distribution, or storage of any part of this paper without the written consent of the Society of Petroleum Engineers is prohibited. Permission to reproduce in print is restricted to an abstract of not more than 300 words; illustrations may not be copied. The abstract must contain conspicuous acknowledgment of SPE copyright.

Abstract

Modelling products of diagenetic processes in carbonate reservoirs is still a challenge since both stochastic and physicochemical simulations cannot easily reproduce complexity of features generated by those processes. An alternative way to modelling diagenetic overprints deals with an innovative methodology based on process-like simulation of the fluid-rock interaction and its effects on reservoir properties. The principle of the method is related to a lattice gas automata used to mimic the diagenetic fluid flows and to reproduce the diagenesis effects through the evolution of both mineralogical composition and petrophysical properties.

This new modelling approach is well adapted to handle dolomitization processes and was applied on two case studies. In the Urganian carbonates, (Barremian-early Aptian) characterized by a platform facies predominantly of rudists and bioclastic/ooid grainstone (S.E. France), five main diagenetic stages have been identified. The 2D modelling focuses on dedolomitization features located on parasequence boundaries. In the Venetian platform (Lias, N.E. Italy), data collected show four diagenetic stages. The main one, related to dolomitization along fractures, is called per-ascensum dolomitization. Three of the diagenetic stages have been simulated on a 3D depositional model previously filled with initial facies and original petrophysical properties.

The simulations of the Urganian series lead to generate dedolomitized bodies related to surface boundaries that match those identified on the outcrop. Calibration on actual data of diagenetic parameters used for per-ascensum dolomitization modelling of the Venetian platform also enables to reproduce and to visualize the displacement of dolomitizing fluids in the fracture network and within the stratigraphical layers.

In both cases, the evolution of the mimetic diagenetic fluid effects on mineralogical composition property can be followed through space and numerical time, which helps to understand the heterogeneity of reservoir properties. This method enables the modelling of diagenetic overprints without any explicit physicochemical equation in any carbonate reservoir for which diagenetic products are generated through fluid transport.

Introduction

In carbonate modelling, the common difficulty for building reliable models is due to the intrinsic complexity of the reservoir the sedimentary architecture. Moreover, the latter is usually overprinted by early and/or late diagenesis. Reproducing the leading effects of diagenesis on reservoir properties should lead to get models matching production history and delivering reliable forecasts.

Among the challenges existing in modelling carbonate reservoirs, the proposed method meets the following points: the ability to draw pre-existing heterogeneity, to distribute the diagenetic features in 3D, to constrain them in the whole reservoir by static and dynamic data and to manage multistage diagenesis.

The proposed modelling approach is based on an innovative methodology, which mimics the processes involved in the rock changes which uses a probabilistic approach and is conditioned by geological data. This numerical method integrates the understanding of the diagenetic processes in each field studies and builds a diagenetic conceptual model from data analysis.

The aim of this conceptual model is to provide a synthetic representation of the reality associated with a geometry consistent with hydraulic gradient and fluid flow driven mechanism.

Dolomitization is one of the diagenetic events which affect both the storage capacity and the flow capacity of the reservoir. This paper details the modelling of dolomitization overprints performed in two outcropping analogues assessed at different scales. The selection of analogues was based on several criteria: suitability to the problem, former data availability, outcrop quality and accessibility.

The first study case is characterized by rudists and grainy mid-Cretaceous platform (Urgonian Fm., SE France) in which five main diagenetic stages have been identified. The aim of the diagenesis modelling is to reproduce dolomitic features at fine scale (few centimetres). The 2D modelling focuses on the first stage, the dolomitization, where most of the dolomite is located within different horizons related to stratigraphical position. The calcitization of the dolomite occurred in a second diagenetic stage, also called dedolomitization.

The second study case is characterized by the formations of the Calcarei Grigi group, within the Trento platform, northern Italy. The depositional environments are: shallow water carbonate deposited over a tidal flat, subtidal lagoon, oolitic and peloidal shoals environments. The aim of the diagenesis modelling in this study is to reproduce two different stages: a pervasive per ascensum dolomitization followed by a dolomitization along fracture network. Obviously, the model will have to match the actual data from field observations.

Depositional models and diagenetic overprints

The Urgonian series

Depositional models

The series is located in the Vercors, a massif from subalpine chains, a roughly NE-SW trending mountain belt located in SE France. This is deposited during Mesozoic and Cenozoic on a passive margin, is on the border of the Vocontian basin [1]. The palaeogeography of this area is inherited from the Liassic rifting stages related with the Tethyan oceanic spreading. Tectonics of Early Cretaceous age modified the previous palaeogeography in inducing a complex morphology with a development of tilted blocks and half-graben system (Lemoine and Graciansky, 1988; Jacquin et al, 1991).

The Urgonian platform bordering the Vocontian basin is late Barremian to early Aptian (A. Arnaud-Vanneau, 1981; H. Arnaud, 1980) and, [1]. This period is characterized by a subsequent relative highstand of sea level responsible for the Urgonian series. This formation is limited by the Upper Orbitolina beds on top, by Lower marls on bottom and is subdivided into depositional sequences as initially described by A. Arnaud-Vanneau, 1981.

For several years, the understanding of the dolomites formation has led to an improvement of dolomitization models that were considered distinct. The different dolomite types show different geometries, stratigraphical and spatial distributions. Each dolomitization stage may be associated with a specific driven flow mechanism and related to a paleogeographical, structural and stratigraphical setting.

Diagenetic overprints: Shallow burial dolomitization

Several diagenetic anomalies were detected on the studied Urgonian portion and located at the sequence and parasequence boundaries, which are related to the process of dolomitization and dedolomitization. Analyses were performed to improve the understanding of the dedolomite development such as bulk-rock stable-isotope and strontium geochemistry, petrography and cathodoluminescence (Planteblat et al., in preparation). Field observations and first analytical results show that the dolomitization stage is controlled by the original sedimentary lagoonal facies, related to the stratigraphic position. This stage occurred in an inter- to sub-tidal facies. In muddy limestone, dolomitization took place by an early and partially selective replacement of micrite probably due to the unstable original composition of the micritic grains. Mostly based on petrographical studies, five main diagenetic stages have been identified: dolomitization, dedolomitization (dolomite replacement by calcite), dissolution of dedolomite, spar-calcite cementation and an ultimate dissolution stage still preserved.

Often located at the top of the stratigraphical cycles, a pervasive dolomite fabric occurred and occluded the original limestone and slightly improved the petrophysical properties. In consequence, the depositional facies cannot be recognized in strongly dolomitized samples. Several measures have been performed on the section such as to estimate the dolomite proportion and dolomitic features geometries (dimensions, extension).

The dolomite proportion shows that dolomitization process impacts 0 to 45 percent of the studied section. Different horizons with high dolomite proportion have been investigated in more detail [2]. The dolomitization fronts are gently discordant or sub parallel to bedding. Corals and rudists are often unreplaced, they float within a matrix of dolomite-dedolomite rhombs.

The first horizon, located at the sequence boundary, is characterized by the calcitization of completely (initially pervasive) dolomitized rock present in the last three meters below this surface. The dedolomitized interval is the thickest and most persistent unit observed in the studied section with co-occurrence of ferroan and non-ferroan dedolomite rhombs. The initial facies along the first meters is difficult to determine but probably corresponds to a confined facies type Microbialite. The contact between this interval and the subjacent partially dolomitized limestone is sharp and parallel to the lithological boundaries. The abundance of dolomite decreases rapidly from 35% to 5% in an eight-meter interval below the surface boundary.

The second horizon is located a few meters above the first one. It is characterized, along the first meters below, by the calcitization of completely (initially pervasively) dolomitized rock. Following this three-meter interval, the abundance of dolomite decreases rapidly to approximately 5%.

The third and the fourth horizons are located 14 m and 28 m respectively above the first one and were only partially dolomitized prior to calcitization. Selective porosity developments along dedolomite rim interface are observed.

The Calcarei Grigi formations

Depositional models

They are located on the Asiago Plateau, in the southernmost part of the Southern Alps, in North Italy. The studied sequence belongs to the Liassic Calcarei Grigi group subdivided into four different formations: the lower member as Mt Zugna Fm, the intermediate member as Loppio Fm, the upper member as Rotzo Fm and the Massone Oolite (not outcropping in this study area). The Calcarei Grigi group overlies a Triassic formation the Dolomia Principale, which made of a succession of peritidal cycles. The lower member consists of a peritidal unit more or less confined and classic shallowing upward cycles (Masetti et al., 1998). In addition, the intermediate member is composed by oolitic grainstone with peloids and bioclasts. The Rotzo Fm. is a fossiliferous member and presents an internal organization with transgressive sequence deposited in a subtidal environment.

Diagenetic overprints: Per ascensum multistage dolomitization

The three main diagenetic stages which occurred in the Venetian platform are pervasive dolomitization, per ascensum dolomitization along the fracture network, and calcite cementation stage. The first dolomitization is usually limited to the lower member. The intermediate member seems to be a barrier to the propagation of the dolomitizing front. This stage refers to an early dolomite developed within shallow burial environment, and the dolomitizing front is neither regular nor stratabound. The dolomitizing fluid was mainly represented by normal or slightly concentrated sea water [3].

However, along the faults which cut the whole Calcarei Grigi formations, the second dolomitization stage is able to go through the Loppio Fm. and affects the Rotzo Fm. This second phase outlines the origin of vertical and horizontal dolomite geometries which indicates an efficient *per ascensum* system related to the development of a Late Palaeocene to Early Oligocene fractures and faults (Di Cuia et al., 2011). This stage probably occurred between the Oligocene and Early Miocene epochs in relatively low-temperature conditions when *per ascensum* dolomites have developed pinnacle-shaped geometries surrounded by dolomite features. The faults and the major fracture network are oriented mainly NNW-SSE with a slight number of E-W and N-S trending faults. Analyses on plugs show that dolomitization reduces the textural difference through overprinting of the original fabric and texture.

Several diagenetic microfacies have been characterized in this sector area [4]. The first diagenetic facies association comprises undolomitized facies and dolomites interpreted to have a primary origin and a mixed intertidal-dolomitic facies. Indeed, muddy facies are usually affected by the dolomitization process in which original textures are still preserved. The difference between the second and the third diagenetic microfacies is associated with the unimodal or polymodal character of the dolomite rhombs. The texture of the third microfacies usually includes porosity network, precipitation of saddle dolomite cements and breccia features.

Numerical modelling

Approach and workflow

The depositional model is built using an in-house modelling toolbox at the outcrop scale and involving the concept of sequence stratigraphy. The toolbox enables the representation of vertical and lateral heterogeneity related to the depositional media and stratigraphical patterns. Stochastic multi-realizations delivers facies models for the Calcarei Grigi, while for the Urganian the facies was deterministically assigned from the logged section. The Venetian outcrop has been modelled in the entire field whereas for the Urganian series the numerical model is built at the log scale.

For the two examples, petrophysical characteristics have been distributed and defined for each depositional facies associations [5]. In order to define original porosity and permeability values, assumptions are made such that measures performed on

samples with no evidence of the studied diagenetic effects deliver characteristics similar to those of the original depositional facies (overburden effects excepted).

The method of diagenetic overprint modelling used is based on a lattice gas automata used to mimic the diagenetic fluid flows and to reproduce the diagenesis effects through the evolution of mineralogical composition and petrophysical properties. The fluid flow is represented by particles displacement according to advective and/or dispersive movements. The velocity of the reaction rate is depending on the permeability field itself associated to the facies distribution.

From the diagenetic history, the main diagenetic stages are superimposed and simulated using sequential steps of their action. In order to optimize and to reproduce faithfully the distribution and geometries of diagenetic overprints, each stage depends on the preceding one, [6]. At any time-step of the simulation, the interaction between the fluid and the rock is represented through a mathematical function which modifies the probability of the particles displacement at the next time-step.

The diagenetic process modelling has been performed according to the following steps:

Characterization of the diagenetic stages:

- Evaluation of the dolomite percentage and abundance location.
- Analysis of the petrographical and geochemical signatures of main diagenetic processes to establish the most likely hydraulic gradient involved and to make assumptions on the driven mechanisms of the diagenetic processes.
- Estimation of the facies involved in the diagenetic stage, in other words to estimate the occurrence of diagenetic effects according to the facies.

Modelling parameters:

- Estimation of the potential activity of the diagenetic fluid(s) (constant or spatio-temporal evolution).
- Definition of the parameters of each diagenetic stage to be simulated (duration, fracture sets, diagenetic reaction type and the mineralogy associated).
- Simulation of the diagenetic multistage from diagenetic history.

Quality control during the simulation and from outputs:

- Creation of region criteria on petrophysical, mineralogical parameters in specific regions (wells, diagenetic effects measured and/or observed). This option enables to follow the evolution of parameter during the simulation and indicates the reliability of each diagenetic reaction.
- Comparison of the quantitative and spatial dolomite distributions with the outcrop observations, their framework and their dolomite abundance estimated at specific regions (wells, log, specific affected zones identified). In order to control the dolomite proportion at the end of the simulation, the 90 percent quantile results has been chosen by region.

The diagenetic stages modelling

The Urganian series: Pseudo – stratabound dolomitization

At 2D scale, the sources of diagenetical fluids, the extent of the regional fluid-flow system, as well as a suitable driving mechanism are still uncertain in the Urganian series. The groundwater flowed at shallow depth and the exact timing of the movement of this fluid is not clear yet. Several questions are still unsolved about the source(s) of dolomitizing fluids for the area such as: What were the pathways that the migrating saline brines could have used to reach the limestone? What driving mechanism was responsible for moving fluids necessary for pervasive replacement dolomitization and calcitization of the series through the regional or local flow system?

To solve these issues, diagenetic overprints modelling has been performed in this area precisely to identify the driving mechanisms responsible for moving fluids. We have focused our research on three driving mechanisms modelling in order to test them such as 1) lateral fluid flow, 2) *per descensum* fluid flow with and 3) without beddings for the dolomitization stage. In fact, the main diagenetic stage is the dolomitization because of inducing

The second diagenetic stage, i.e. the calcitization of the dolomite, is simulated according to *per descensum* fluid flow assumptions leading to the formation of a third mineralogical type. This stage is simulated to the model with the best matching dolomite distribution at the end of the dolomitization stage.

Model size used is refined as closer as possible to the diagenetic features identified on outcrop. The model consists of 3 648 000 cells with cell size average (0.125; 0.05; 0.05 m) = (i, j, k).

The results show a good matching with dolomite percentage [7]. The histogram of the dolomite percentage by facies and specific area is used to evaluate the reliability of the results. The Q90 is preferentially used to check the results by lithology and region criteria. Among results of the dolomitization stage, the lateral flow driven mechanism and meteoric flow with beddings seem to be more appropriate than other mechanism simulated. They reproduce with a better matching the diagenetic frameworks [8] and dolomite percentage according to the different horizons identified on outcrop [7]. The meteoric fluid flow

involving beddings is less predictive than the lateral fluid flow. The proportion dolomite gap observed on the log is related to the concreting. The dolomite proportion is probably closest to lateral flow mechanism values depending to the initial facies and their petrophysical properties. The dedolomitization diagenetic stage has been simulated with a *per descensum* driven fluid flow mechanism related to beddings.

The Calcarei Grigi formations: *Per ascensum* dolomitization

As mentioned previously, two main stages of dolomitization at field scale have been performed on the Trento platform. The driven flow mechanism used for the pervasive dolomitization, located on the first layers in the lower member, has been performed to reproduce dolomitizing fluid impact in a shallow burial environment.

The driven flow mechanism for the second dolomitization stage has been simulated exclusively along the fracture network with more or less lateral extension. The fluid flow type is *per ascensum* flow and the fluid activity decreases with the distance covered.

The 3D grid filled in petrophysical and facies properties with the fracture network. For each fault, a fracture set is created and used for the simulation. In fact, two fracture sets groups have been used for the first stage and three for the second stage; a fracture set group is composed of several fractures induced by contemporaneous faults. The model is composed by 31 360 000 cells with cell size average (5; 5; 0.8 m) = (i, j, k).

The evaluation of how much the first dolomitization stage is successfully is really a hard job, as much of the expected products are located below the outcropping surface. For the second dolomitization, the model satisfyingly honours the hard data located at sections in the outcropping zones [9].

During simulations, the distribution of the dolomite proportion can be followed in 3D and with time. The closer to top layer, the more second dolomitization stage is concentrated in the fracture network [10, right picture].

Conclusion

The application of the process-like modelling method on two outcrops, at different scale, shows the ability to reproduce main diagenetic processes as dolomitization and different driven flow mechanisms according to the diagenetic history.

The results of such modelling accurately match the data: mineralogy abundance as well as diagenetic framework.

For the grids resolution, the fit of the dolomite mineralogy distributions as measured by the quantiles seem reasonable. There are some proposed solutions to improve the match between the model input parameters and output results such as the statistic comparison with seismic data on several slices view.

The results of the diagenetic overprints modelling show the accuracy of the process-like method and its ability to reproduce the diagenetic products in 4D. The process-like method is a good for thought in evaluating the pertinence of the diagenetic concepts issued from geological characterization.

The diagenetic features are consistent with geological observations and statistics. This modelling approach can be performed if the main stages involved in depositional model and their impact are identified. This numerical modelling enables to validate and test the assumptions and uncertainties about the flow mechanisms as well as the diagenetic conceptual model.

Acknowledgments

The authors would like to thank for their contribution and studies universities colleagues (Lausanne and Grenoble) involved in diagenetic modelling project. Authors have also to thank for the TOTAL E&P Company for their permission to publish this paper.

References

A. Arnaud-Vanneau, Micropaléontologie, Paléo-écologie et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales), Université scientifique et médicale de Grenoble, 1981, Doctorat d'Etat Thesis, 1115 pp.

A. Arnaud-Vanneau and H. Arnaud, Les calcaires Urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France): Age et discussion des données stratigraphiques, 1991, Géologie Alpine, t. 67, 63-79.

R. Di Cuia, A. Riva, A. Scifoni, A. Moretti, C. Spötl and B. Caline, 2011, Dolomite characteristics and diagenetic model of the Calcarei Grigi Group (Asiago Plateau, southern Alps – Italy): an example of multiphase dolomitization, Sedimentology, 58, 1347-1369.

T. Jacquin, A. Arnaud-Vanneau, H. Arnaud and P.R. Vail, Sequence stratigraphy in the southern Vercors (Hauterivian - Aptian), 1991, ENSPM - Formation Industrie.

T. Jacquin, A. Arnaud-Vanneau, H. Arnaud and P.R. Vail, Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines, 1991, Marine and petroleum Geology 8, 122-139.

M. Lemoine and P. C. de Graciansky, 1988, Histoire d'une marge continentale passive: Les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 1988/4, p. 597–600.

D. Masetti, A. Giacometti, P. Lodi and P. Pignatti, I Calcari Grigi della piattaforma di Trento (Lias Inferiore e medio, Prealpi Venete), 1998, Atti. Tic. Sc. Terre, 40, 139-183.

G. Massonnat, F., Cantin, A. Virgone, C. Fraisse and C. Pabian-Goyheneche, 2009, Genetic-like modelling hydrothermal dolomite reservoir constrained by dynamic data, IPTC 14054.

Figures captions

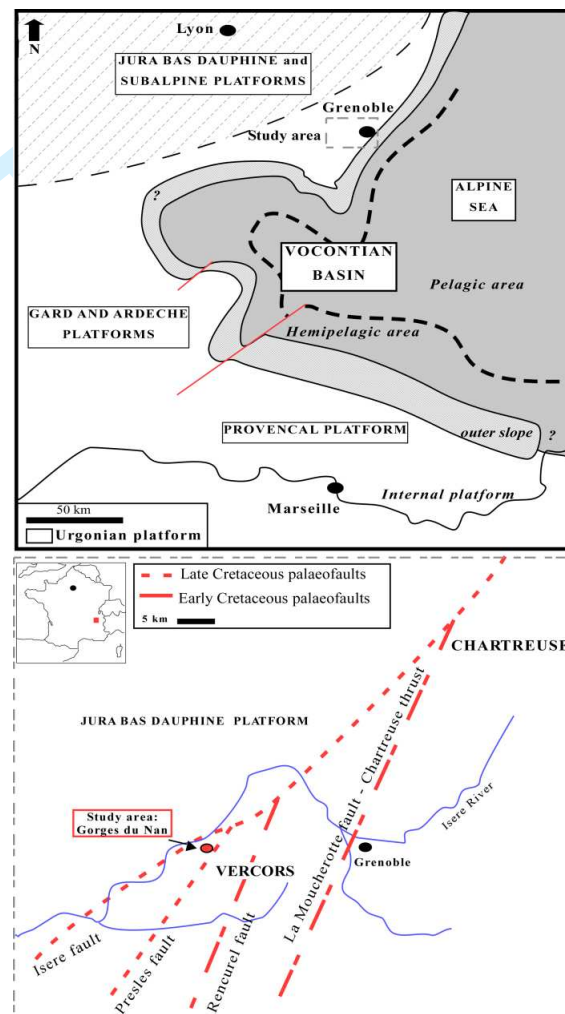


FIG. 1: Location of the study area on South-East (SE) France and palaeogeographical map. The Urganian series is located in the North Vercors region (modified from Arnaud, 1980; Arnaud and Argot, 2000)

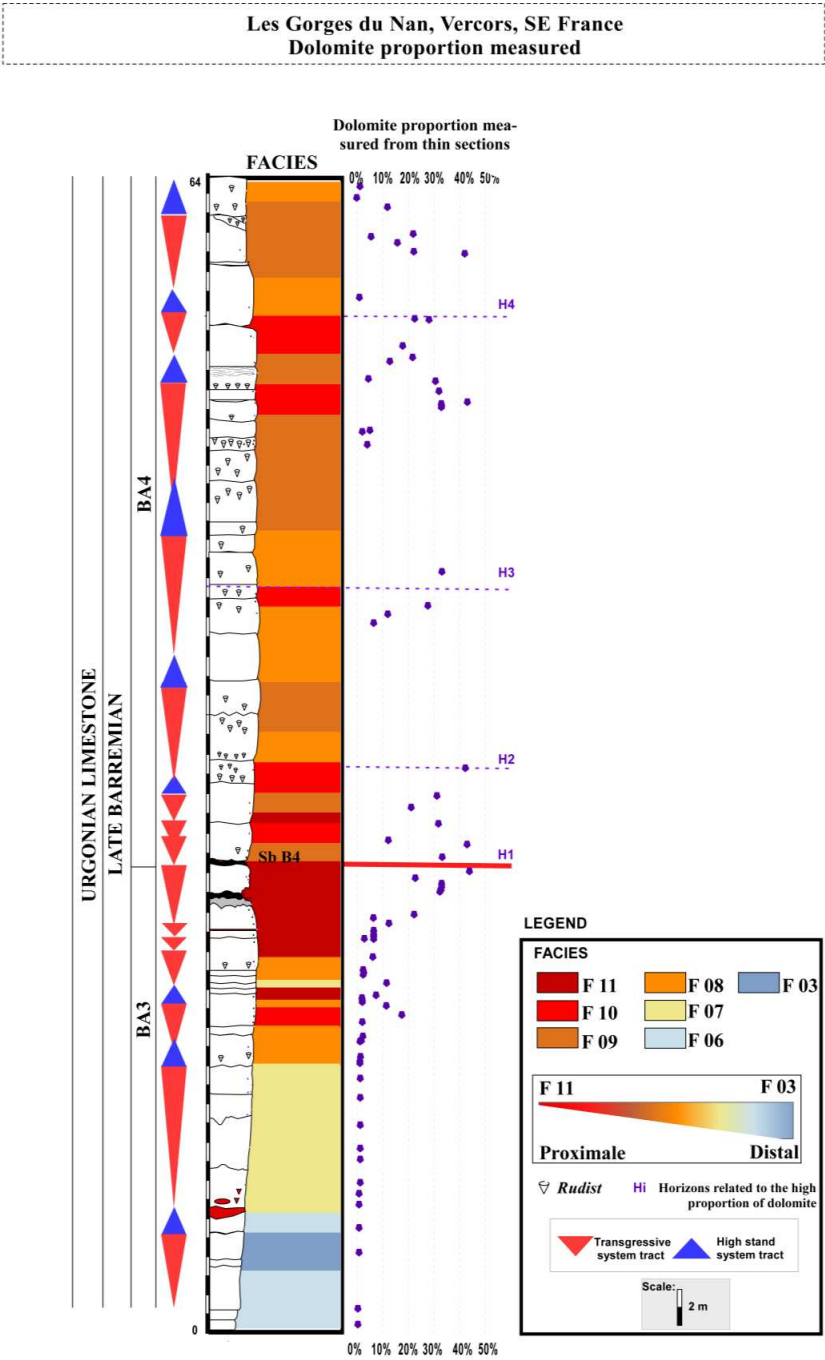


FIG. 2: Dolomite proportion along the sedimentary log section with the main horizons related to the high dolomite proportion, Les Gorges du Nan, Vercors, in S.E. France.

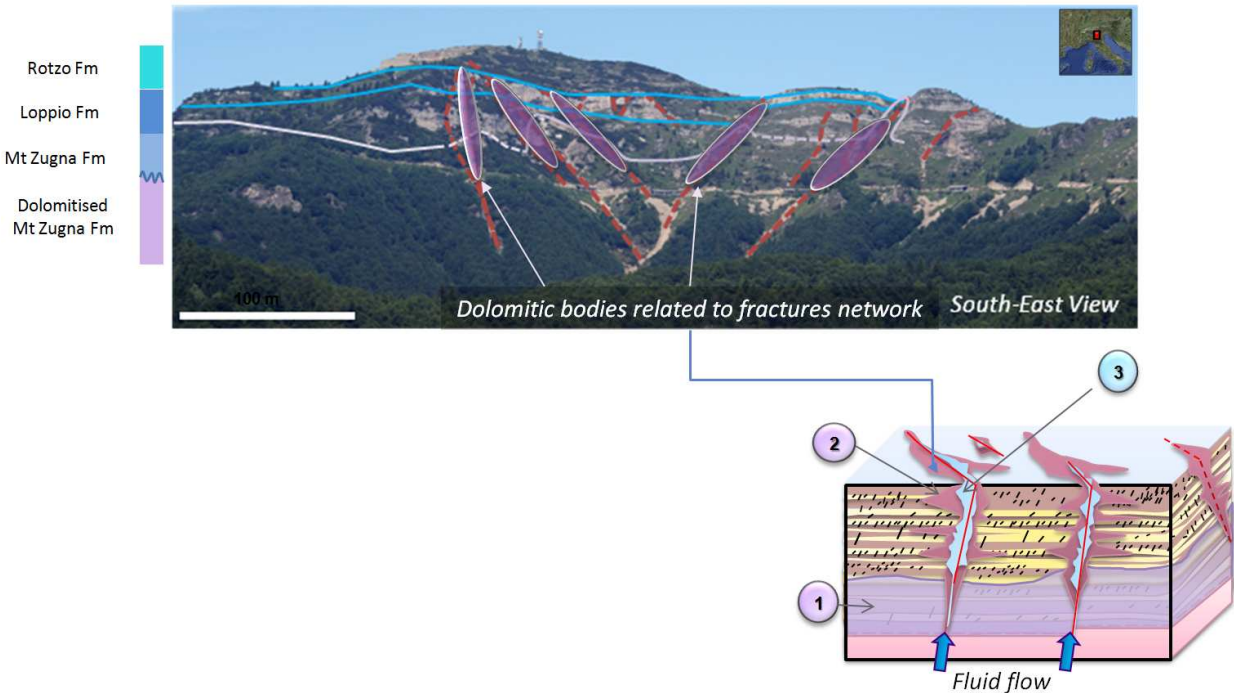
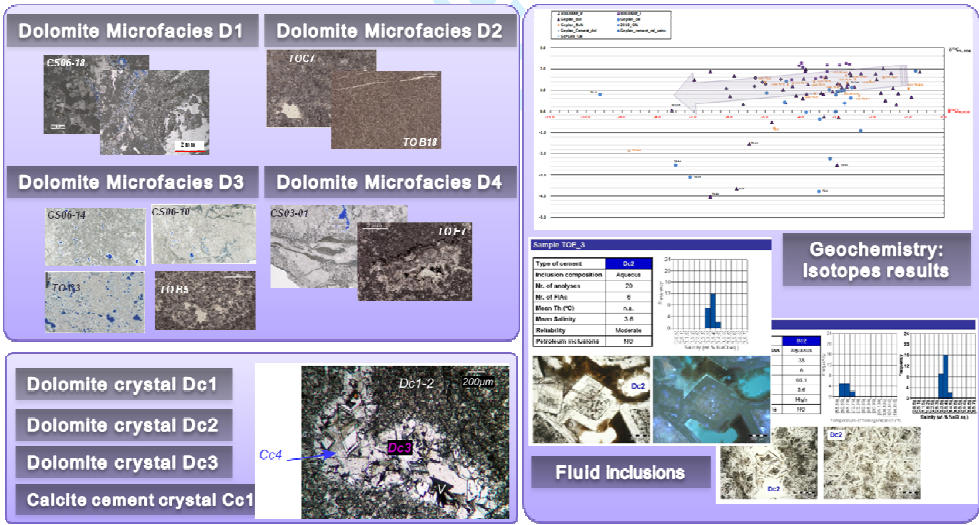


FIG. 3: Mont Compomolon outcrop, NE (Italy) and dolomitic bodies related to fracture network. A scheme summarizes the three main diagenetic events: 1) Pervasive dolomitization, 2) Dolomitization along fracture network and 3) Calcite cementation.



Paragenesis of dolomite	Jurassic	Paleogene	Texture
Early pervasive Dolomitization	■		unimodal
Corrosion - dissolution	■		
Per ascensum Dolomitization		■	Polymodal
related to pre-existing Alpine fracture network with development of later saddle dolomite cement		■	
Calcite Cementation			

FIG. 4: Data analysis used to elaborate a diagenetic history in Mont Compomolon outcrop.

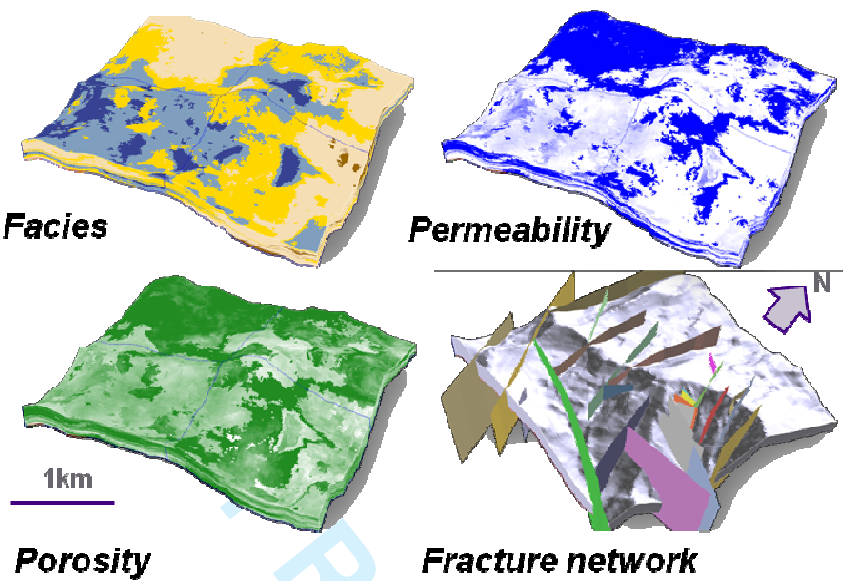


FIG. 5: Mont Compomolon 3D model filled with facies, petrophysical properties and fractures.

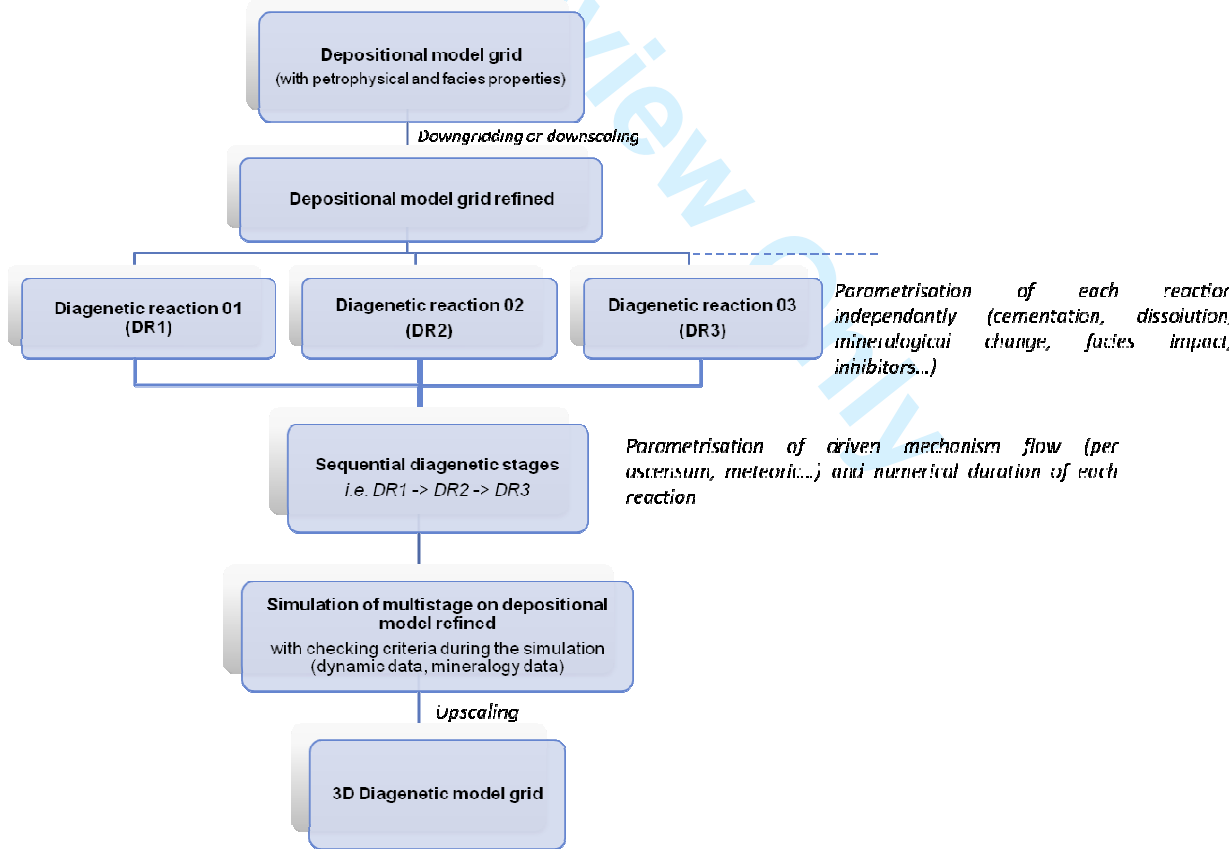


FIG.6: Synthesis of the modelling workflow used to reproduce the diagenetic overprints.

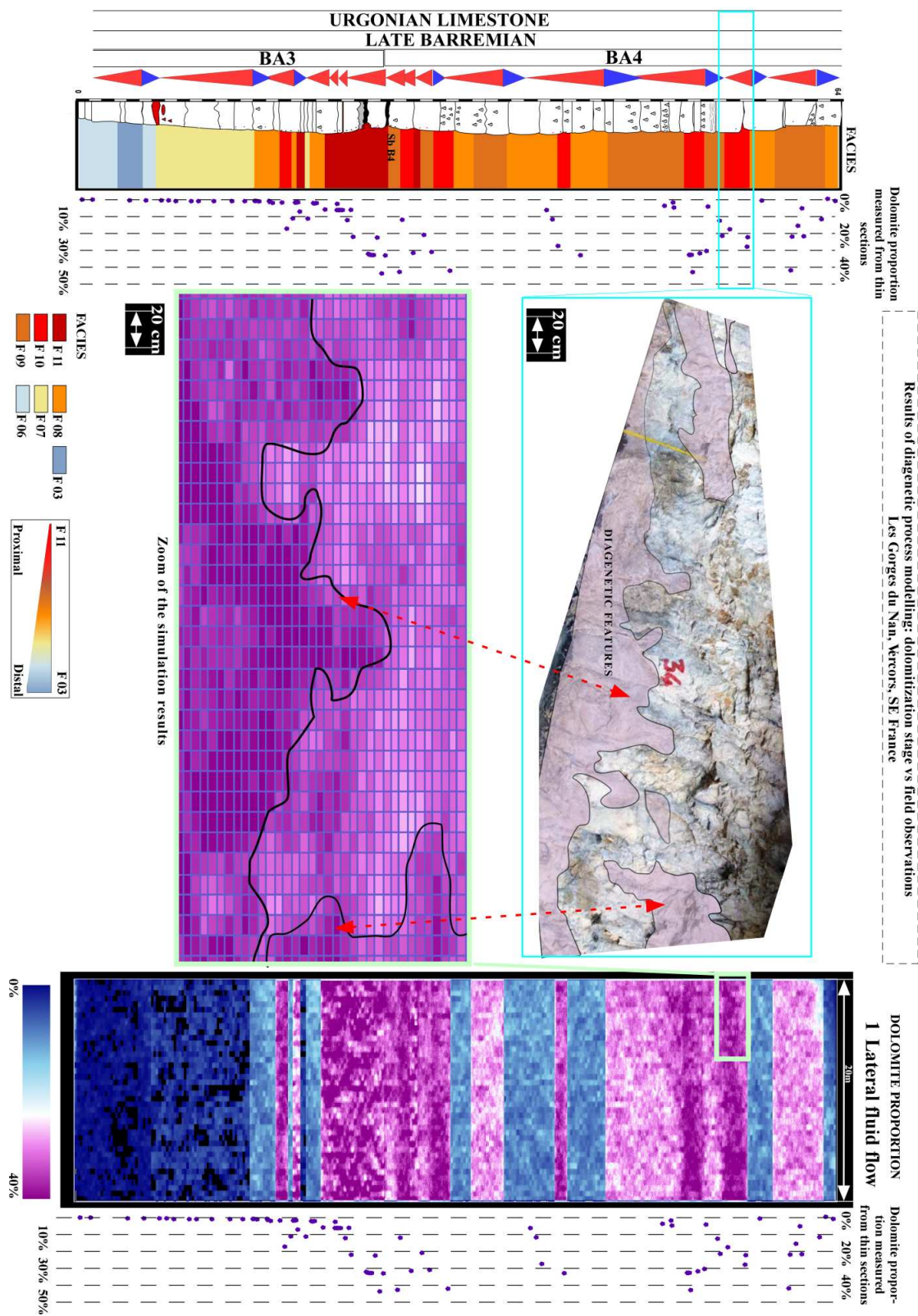


FIG.7: Diagenetic modeling results in the Urgonian series: comparison between dolomite proportion vs three fluid flow mechanisms simulated.

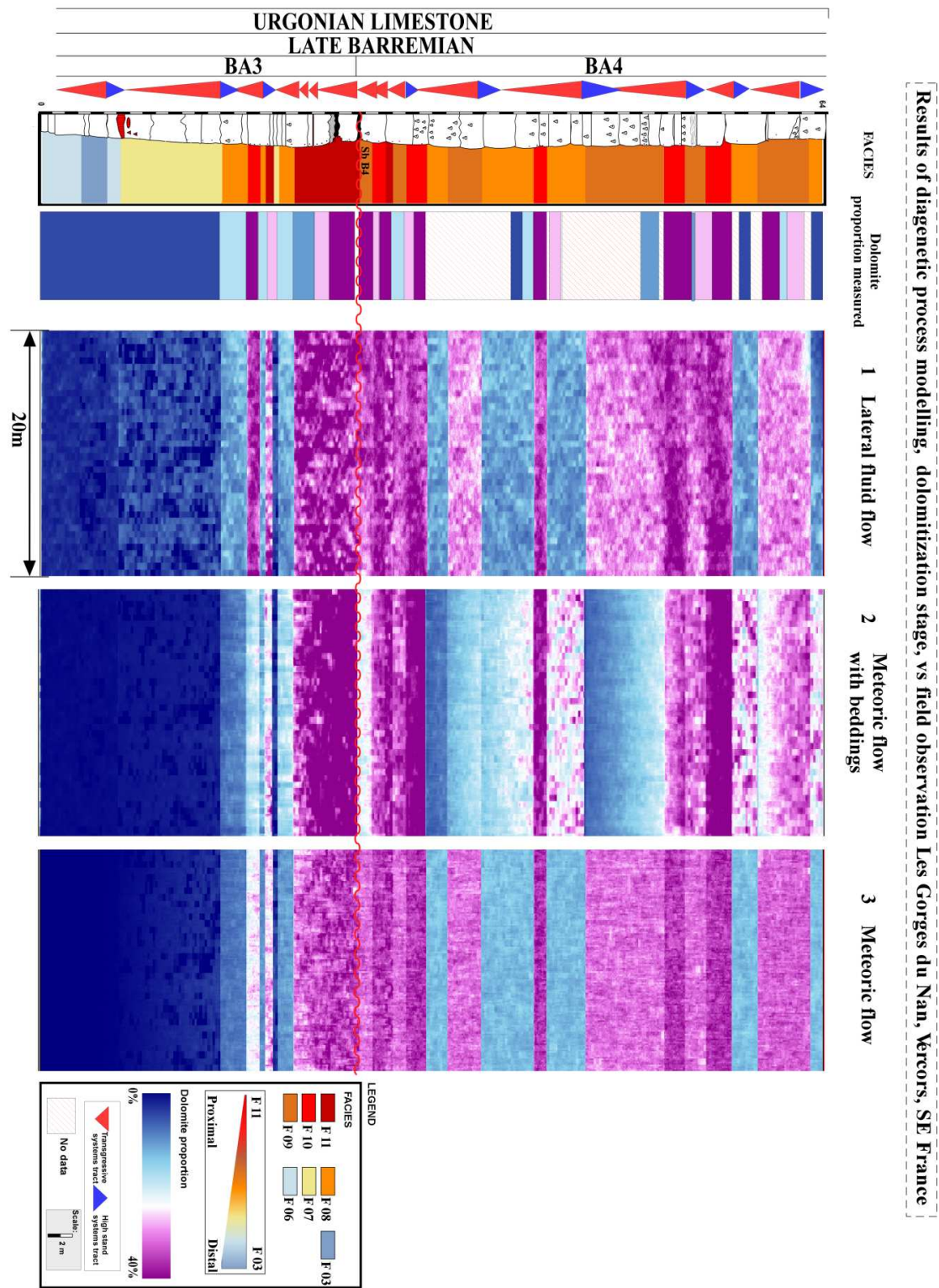


FIG. 8: Results of diagenetic process modelling vs field observations in Les Gorges du Nan section, SE France. Complex diagenetic features from field observation are reproduced by the simulation.

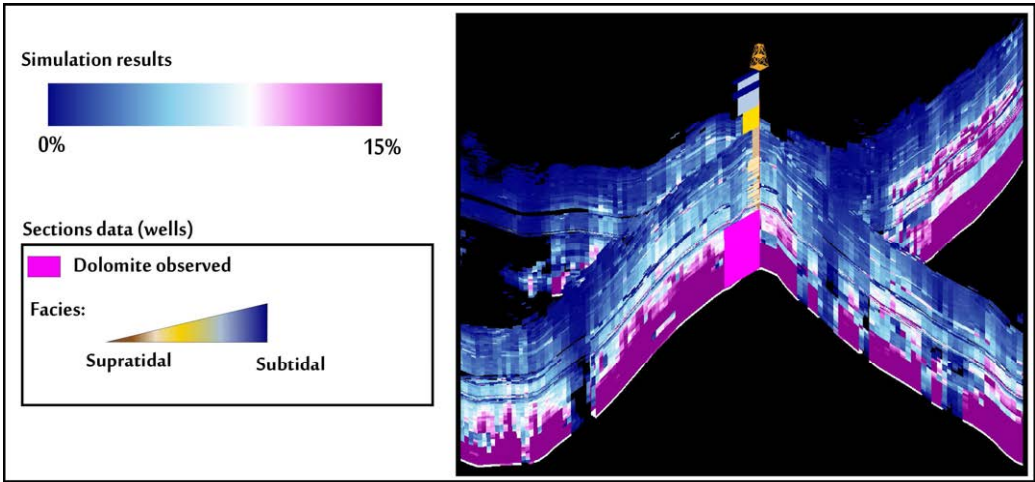


FIG. 9: Results of diagenetic process modelling and wells data. High values of dolomite proportion in the model correctly match the hard data from wells (pink).

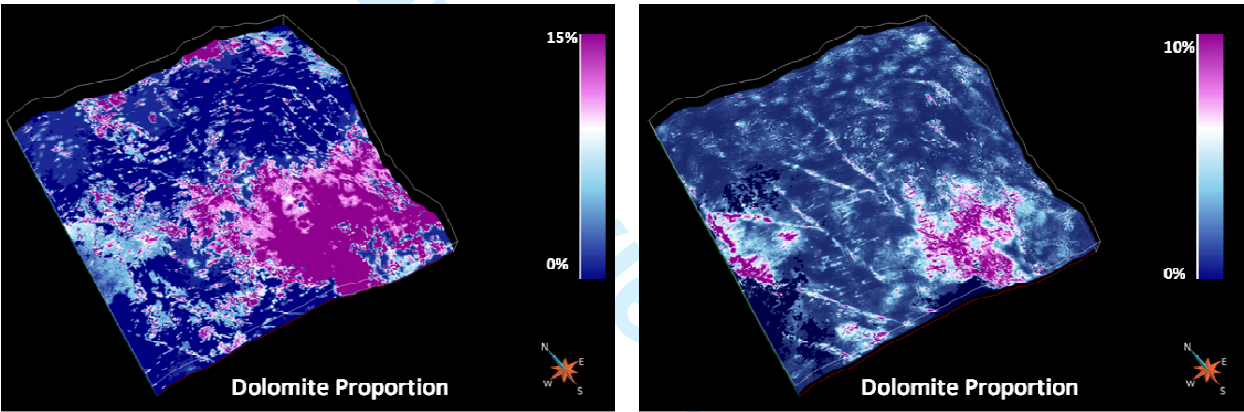


FIG. 10: Dolomite proportion in different layers. The high values of dolomite proportion (dark purple) are located along fractures. Their occurrence depends on original facies.

BIBLIOGRAPHIE

- J.E. Adams et M.L. Rhodes. Dolomitization by seepage reflux. *AAPG*, 44 :1912–1920, 1960.
- T. Adatte, A. Arnaud-Vanneau, H. Arnaud, M.-C. Blanc-Alétru, S. Bodin, E. Carrio-Schaffheuser, K.B. Föllmi, A. Godet, M.C. Raddadi, et J. Vermeulen. *The Hauterivian - lower Aptian sequence stratigraphy from Jura platform to Vocontian basin : a multidisciplinary approach*. Série Spéciale Colloques et excursions n°7. Géologie Alpine, 2005.
- I. Al-Aasm. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada sedimentary basin. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79 :9–15, 2003.
- I. Al-Aasm, J. Lonner, et J. Clarke. Multiple fluid flow events and the formation of saddle dolomite : case studies from the Middle Devonian of the Western Canada sedimentary basin. *Marine and Petroleum Geology*, 19 :209–217, 2002.
- T.J. Algeo, B. H. Wilkinson, et K. C. Lohmann. Meteoric-burial diagenesis of middle Pennsylvanian limestones in the Orogarden basin, New Mexico : water/rock interaction and basin geothermic. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(4) :652–670, 1992.
- E. Argand. La tectonique de l'Asie. Dans *International Geological Congress, 13th Proceedings*, 1924.
- H. Arnaud. *De la plate-forme urgonienne au bassin Vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Dios oriental et Dévoluy)*. PhD thesis, Géologie Alpine, laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble, 1981.
- H. Arnaud et M. Argot. Bordure de la plate-forme urgonienne et Basin Floor Fans dans le Diois oriental (Sud-Est de la France). Rapport technique, Université Joseph Fourier - Institut Dolomieu pour Total Fina Elf, Juillet 2000.
- A. Arnaud-Vanneau. Etude statistique et morphologique des Orbitolines du synclinal d'Austrans (Vercors septentrional). *Géologie Alpine*, 44 :27–48, 1968.
- A. Arnaud-Vanneau. *Micropaléontologie, paléo-écologie et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales)*. PhD thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1980.
- M. A. Arthur, T. F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer, et L.S. Land. *Stable isotopes in sedimentary geology*. Society for Sedimentary Geology, 1983.
- R.S. Arvidson et F.T. Mackenzie. Tentative kinetic model for dolomite precipitation rate and its application to dolomite distribution. *Aquatic Geochemistry*, 2 :273–298, 1997.
- R. Assereto et C.G. St.C. Kendall. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 24 :153–210, 1977.

- A. Aubies-Trouilh. *Exploitation et mise à disposition de nouvelles techniques de modélisation géologique 3D afin d'apprécier la géométries des plis-failles*. PhD thesis, Université de Laval (Québec), 2009.
- J. Aubouin. Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes Orientales (Alpes méridionales ; Lombardie et Vénétie, Italie ; Slovénie occidentale, Yougoslavie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 :730–766, 1963.
- C. Ayora, C. Taberner, M. W. Saaltink, et J. Carrerra. The genesis of dedolomites : a discussion based on reactive transport modeling. *Journal of Hydrology*, 209 :346–365, 1998.
- K. Badiozamani. The dorag dolomitisation model application to the middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43(4) :965–984, 1973.
- P. Baker et M. Kastner. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, 213 : 214–216, 1981.
- J.L. Banner. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*, 42 :805–824, 1995.
- G. Barbieri. Lineamenti tettonici degli altipiani Trentini e Vicentini tra Folgaria e Asiago (Prealpi Venete). *Memorias de Scienze Geologica*, 39 :257–264, 1987.
- F. Baudin, N. Fiet, R. Coccioni, et S. Galeotti. Organic matter characterisation of the Selli Level (Umbria-Marche basin, central Italy). *Cretaceous Research*, 19, 6 :701–714, 1998.
- E.W. Behrens et L.S. Land. Subtidal holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42 :155–161, 1972.
- D. Bernoulli. *Zur geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen)*, volume 118. Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz, 1964.
- G. Bertotti, V. Picotti, D. Bernoulli, et A. Castellarin. From rifting to drifting : tectonic evolution of the south-alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology*, 86(53-76), 1993.
- R.J. Bodnar. Introduction to fluid inclusions. volume 32, Chapitre Fluid Inclusions : Analysis and Interpretation, pages 1–8. I. Samson and A. Alderton and D. Marshall, 2003b.
- M. Boni, A. Iannacce, Bechstädt, et M. Gasparri. Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy) and Cantabria (NW Spain) : evidence for late- to post-Variscan widespread fluid-flow events. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70 :225–228, 2000.
- T.R.R. Bontognali, C. Vascioncelos, R.J. Warthmann, S.M. Bernasconi, C. Dupraz, C.J. Strohmenger, et J.A. McKenzie. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology*, 57 :824–844, 2010.
- T.R.R. Bontognali, C. Vascioncelos, R.J. Warthmann, C. Dupraz, S.M. Bernasconi, et J.A. McKenzie. Microbes produce nanobacteria-like structures, avoiding cell entombment. *Geology*, 36,8 :663–666, 2008.
- A. Bosellini. La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). *Societa' Geologica Italiana Bollettin*, 86 :133–169, 1967.

- A. Bosellini. Dynamics of Tethyan carbonate platforms. *SEPM Special Publication*, 44 :3–13, 1989.
- A. Bosellini et L.A. Hardie. Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete. *Società Geologica Italiana Bolletín*, 30 :245–266, 1988.
- D. Bosence, E. Procter, M. Aurell, A. Bel kahla, M. Boudagher-Fadel, F. Casaglia, S. Cirilli, M. Mehdie, L. Nieto, J. Rey, R. Scherreiks, M. Soussi, et D. Waltham. A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonates cycles ? a regional analysis of Liassic Platforms from western Téthys. *Journal of Sedimentary Research*, 79 :389–415, 2009.
- D.W.J. Bosence, J. Wood, E.P.F. Rose, et H. Qing. Low and high frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *Geological Society of London*, 157 :61–74, 2000.
- M. K. Boudaghier-Fadel et D. W. J. Bosence. Early jurassic benthic foraminiferal diversification and biozones in shallow-marine carbonates of western Tethys. *Senckenbergiana Lethaea*, 87 : 1–39, 2007.
- M. K. Boudaghier-Fadel, E. P.F. Rose, D. W. J. Bosence, et A.R. Lord. Lower Jurassic Foraminifera and calcified microflora from Gilbratar, Western Mediterranean. *Palaeontology*, 44 : 601–621, 2001.
- P.V. Brady, J.L. Krumhansl, et H.W. Papenguth. Surface complexation clues to dolomite growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 :727–731, 1996.
- D.A. Budd. Cenozoic dolomites of carbonate islands : their attributes and origin. *Earth Science Review*, 42 :1–47, 1997.
- D.A. Budd, U. Hammes, et W.B. Ward. Cathodoluminescence in calcite cements : New insights on Pb and Zn sensitizing, Mn activation, and Fe quenching at low trace-element concentrations. *Journal of Sedimentary Research*, 70,1 :217–226, 2000.
- W.H. Burke, R.E. Denison, E.A. Hetherington, R.B. Koepnick, H.F. Nelson, et J.B. Otto. Variation of seawater $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10 :516–519, 1982.
- S.J. Burns, J.A. Mckenzie, et C. Vasconcelos. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology*, 47 :49–61, 2000.
- H.S. Cander. An example of mixing zone dolomite, middle Eocene Avon Park formation, Floridan aquifer system. *Journal of Sedimentary Research*, A64,3 :615, 1994.
- D. Cantrell, P. Swart, et R. Hagerty. Genesis and characterization of dolomite, Arab-D Reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia. *GeoArabia*, 9,2, 2004.
- R. Caputo, E. Poli, et A. Zanferrari. Neogene-Quaternary Twist tectonics in the eastern southern Alps, Italy. *Memorie di Scienze Geologiche*, 54 :155–158, 2003.
- R. Caputo, M.E. Poli, et A. Zanferrari. Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy. *Journal of Structural Geology*, 32 :1009–1027, 2010.
- J.D. Carballo, L.S. Land., et D.E. Miser. Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, sugarloaf key, Florida. *AAPG Bulletin*, 59,9 :1602–1625, 1986.
- E. Carminati, D. Cavazza, D. Scrocca, R. Fantoni, P. Scotti, et C. Doglioni. Thermal and tectonic evolution of the southern Alps (northern Italy) rifting : Coupled organic matter maturity analysis and thermokinematic modeling. *AAPG Bulletin*, 94(3) :369–397, 2010.

- A. Castellarin et Cantelli. Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps. *Journal of Geodynamics*, 30 :251–274, 2000.
- A. Castellarin et G.B. Vai. Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. *Journal of Structural Geology*, 3(4) :477–486, 1981.
- J.E.T. Channel, B. d’Argenio, et F. Horvath. Adria, the African promontory in Mesozoic Mediterranean paleogeography. *Earth Science Review*, 15 :213–292, 1979.
- R. Chapoulie, S. Cazenave, et A. Cerepi. Apport de la cathodoluminescence à haute résolution à l’étude de la diagenèse météorique dans les formations sédimentaires carbonatées. *Géomaterials (Sédimentologie)*, pages 337–346, 2005.
- P.W. Choquette et L.C. Pray. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54 :207–250, 1970.
- R.N. Clayton, B.F. Jones, et R.A. Berner. Isotopic studies of dolomite formation under sedimentary conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32 :415–432, 1968.
- M. Cobianchi et V. Picotti. Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower-Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169 :219–244, 2001.
- R. Colacicchi, L. Passeri, et G. Pialli. Evidences of tidal environment deposition in the Calcare Massiccio Formation (central Apennines Lower Lias). Chapitre Tidal Deposits : A Casebook of Recent Examples and Ancient Counterparts, pages 345–353. Berlin Springer-Verlag, 1975.
- M. Coniglio et N.P. James. Dolomitization of deep water sediments, cow head group (Cambro-Ordovician, Western Newfoundland). *Journal of Sedimentary Research*, 58 :1032–1045, 1988.
- C. Corges. *Machines de Turing & Automates Cellulaires du Trait Grave au Tres Anime*. 2008.
- C. Courtier. *Analyse ponctuelle des inclusions fluides dans les minéraux par ablation laser femtoseconde ICP-MS : développement et validation*. PhD thesis, Université de Toulouse, 2010.
- G.R Davies, T. Boreen, et Jr. L.B Smith. Hydrothermal dolomite and leached limestone reservoirs : Representative core fabrics and facies. *AAPG Bulletin*, 2004.
- G.R Davies et Jr. L.B Smith. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies : An overview. *AAPG Bulletin*, 90, 11 :1641–1690, 2006.
- G.R Davies et L.B. Jr Smith. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies : An overview : Reply. *AAPG Bulletin*, 9 :1342–1344, 2007.
- V. de Zanche et P. Mietto. Il carnico nelle prealpi vicentine. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94 :1573–1593, 1977.
- V. de Zanche et P. Mietto. Il triassico superiore nelle prealpi vicentine. *Soc. Geol. It.*, 30 (1985) e *Mem. Acc. Lunig. Sc.*, 30, 54-56 (1984-86) :301–305, 1988.
- R.V. Demicco et L.A. Hardie. *Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits*. SEPM, 1994.
- J. Dercourt, L.P. Zonenshain, L.-E. Ricou, V.G. Kazmin, X. Le Pichon, A.L. Knipper, C. Grandjacquet, I.M. Sbertshikov, J. Geyssant, C. Lepvrier, D.H. Pechersky, J. Boulin, J.-C. Sibuet, L.A. Savostin, O. Sorokhtin, M. Westphal, M.L. Bazhenov, J.P. Lauer, et B. Biju-Duval. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 1-4 :241–315, 1986.

- C.V. Deutsch. *Modélisation géostatistique de réservoir*. 2002.
- R. Di-Cuia, A. Riva, A. Scifoni, A. Moretti, C. Spötl, et B. Caline. Dolomite characteristics and diagenetic model of the Calcarei Grigi Group (Asiago plateau, Southern Alps Italy) : an example of multiphase dolomitization. *Sedimentology*, 58 :1347–1369, 2011.
- Z. Dragoljub. Sur le rapport de la solubilité des calcaires et des dolomies. *Institut de recherches géologiques et géophysiques*, page 13, 1965.
- M. Esteban et C.F. Klappa. Subaerial exposure environment. Chapitre Carbonate Depositional Environments, pages 01–54. *Memory of American Association of Petroleum Geologists*, 1983.
- N. Fatès. *Les automates cellulaires : vers une nouvelles épistémologie ?* PhD thesis, PARIS I Sorbonne, 2001.
- M. Filipponi, P.-Y. Jeannin, et L. Tacher. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, 105 :86–99, 2009.
- A.G. Fischer. Tidal deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. Chapitre Tidal deposits : a casebook of recent examples and fossil counterparts, pages 234–242. Springer, Berlin Heidelberg New York, 1975.
- E. Flügel. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag, 2004.
- R.L. Folk et L.S. Land. Mg/Ca ratio and salinity : two controls over crystallization of dolomite. *AAPG Bulletin*, 59(1) :60–68, 1975.
- G.M. Friedman. A reappraisal of dolomite abundance and occurrence in the Phanerozoic. *Journal of Sedimentary Research*, A65 :244–245, 1995.
- I. Friedman et J. R. O’Neil. *Data of Geochemistry : Sixth edition. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*. 1977.
- A. Fugagnoli. In the occurrence of *Duotaxis Metula* Kristan (Foraminifera) in the lower Jurassic (Calcarei Grigi, Venetian Pre-Alps, Italy). *Revue de Paleobiologie*, 15 :2, 1996.
- A. Fugagnoli. *Cymbriaella*, a new foraminiferal genus (Textulariina) from the early Jurassic of the Venetian Pre-Alps (northern Italy). *Revue de Paleobiologie*, 42 :2, 1999.
- A. Fugagnoli. First record of *Everticyclammina* Redmond 1964 (E. *Praevirguliana* N. SP. ; Foraminifera) from the early Jurassic of the Venetian pre-Alps (Calcarei Grigi, Trento Platform, northern Italy). *Journal of Foraminiferal research*, 30 :177–185, 2000.
- A. Fugagnoli. Trophic regimes of benthic foraminiferal assemblages in Lower Jurassic shallow water carbonates from northeastern Italy (Calcarei Grigi, Trento Platform, Venetian Pre-Alps). *PALAEO*, 205 :111–130, 2004.
- A. Fugagnoli et C. L. Broglio. Revised biostratigraphy of the lower Jurassic shallow water carbonates from the Venetian Pre-Alps (Calcarei Grigi, Trento Platform, Northern Italy). *Studi trentini di scienze naturali ACTA GEOLOGICA*, 73, 1996.
- A.M. Gaines. Protodolomite redefined. *Journal of Sedimentary Research*, 47,2 :543–546, 1977.

- M. Gaines. Dolomitization kinetics : recent experimental studies. volume concepts and models of dolomitization, Chapitre Concepts and models of dolomitization. Zenger Donald H. , John B.Dunham, Raymond L.Ethington, 1980.
- M. Gardner. Mathematical games. The fantastic combinations of John Conway's new solitaire game « life ». *Scientific American*, 223 :120–123, 1970.
- G.D. Garlick. The stable isotope of oxygen. volume V, Chapitre Handbook of Geochemistry, pages V II–I. Springer-Verlag, 1969.
- M. Gasparrini. Large-scale hydrothermal dolomitisation in the southwestern Cantabrian zone (NW Spain) : causes and controls of the process and origin of the dolomitising fluids. Master's thesis, Université d'Heidelberg (Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg), 2003.
- M. Gasparrini, R.J. Bakker, et T. Bechtädt. Characterization of dolomitizing fluids in the Carboniferous of the Cantabrian zone (NW Spain) : a fluid-inclusion study with cryo-Raman spectrometry. *Journal of Sedimentary Research*, 76 :1304–1322, 2006.
- M. Gasparrini, R.J. Bakker, T. Bechtädt, et M. Boni. Hot dolomites in a variscan foreland belt : hydrothermal flow in the Cantabrian zone (NW Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79 :501–507, 2003.
- S.B Gaswirth, D.A Budd, et G.L Farmer. The role and impact of freshwater-seawater mixing zones in the maturation of regional dolomite bodies within the proto Floridan Aquifer, USA. *Sedimentology*, 54 :1065–1091, 2007.
- J. Gidman. *Diagenesis of cored Pleistocene carbonates, Great Abaco Island, Little Bahama Bank (unpub.)*. PhD thesis, University of Liverpool, 1978.
- A. Gillhaus, D.K. Richter, J. Meijer, R.D. Neuser, et A. Stephan. Quantitative high resolution cathodoluminescence spectroscopy of diagenetic and hydrothermal dolomites. *Sedimentary geology*, 140 :191–199, 2001.
- R.N. Ginsburg et L.A. Hardie. Tidal and storm deposits, northwestern Andros Island, Bahamas. Chapitre Tidal deposits. New York Springer-Verlag, 1975.
- R.K. Given et B.H. Wilkinson. Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55 :109–119, 1985.
- R.H. Goldstein. Petrographic analysis of fluid inclusions. Chapitre Fluid inclusions : Analysis and Interpretation. I. Samson and A. Alderton and D. Marshall, 2003.
- R.H. Goldstein et T.J. Reynolds. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Rapport technique, SEPM Short course 31, 1994.
- D.L. Graf et R. Goldsmith. Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. *The journal of Geology*, 64,2 :173–186, 1956.
- J.M. Gregg et D.F. Sibley. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of sedimentary Petrology*, 54 :297–308, 1983.
- J.O.W. Grimmer, R.J. Bakker, S. Zeeh, et Bechtädt. Dolomitisation and brecciation along fault zones in the Cantabrian mountains. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70 :153–158, 2000.
- M. Gu. Diffraction theory. Chapitre Advanced Optical Imaging Theory, pages 7–35. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 1999.

- J. Haas. Facies analysis of the cyclic Dachstein limestone Formation (Upper Triassic) in the Bakony Mountains, Hungary). *Facies*, 6 :75–84, 1982.
- J. Haas. Facies characteristics of the Lofer cycles in the Upper Triassic platform carbonates of the Transdanubian Range, Hungary. *Acta Geol Hung.*, 38-1 :01–36, 1995.
- J. Haas. Characteristics of peritidal facies and evidences for subaerial exposures in Dachstein-type cyclic platform carbonates in the Transdanubian Range, Hungary. *Facies*, 50 :263–286, 2004.
- J. Haas. Characteristics of the Lofer cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachstein Plateau, Austria). *Facies*, 53 :113–126, 2007.
- D. Habermann, R.D. Neuser, et D.K. Richter. Hochauflösende spektralanalyse der kathodolumineszenz (cl) von dolomit und calcit : Beispiele der Mn- und SEE-aktivierten cl in karbonatsedimenten. *Zbl. Geol. Paläont.*, 1 :145–157, 1996.
- D. Habermann, R.D. Neuser, et D.K. Richter. Low limit of mn21-activated cathodoluminescence of calcite : state of the art. *Sedimentary Geology*, 116 :13–24, 1998.
- B.B. Hanshaw, W. Back, et R.G. Deike. A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. *Economic Geology*, 66 :710–724, 1971.
- L.A. Hardie. Dolomitization : a critical view some currents views. *Journal of sedimentary Petrology*, 57 :166–183, 1987.
- P.M. Harrid et S.D. Walker. McElroy field : Development geology of a dolostone reservoir, Permian Basin, west Texas. Chapitre Geologic and engineering approaches in evaluation of San Andres/Grayburg reservoirs : Permian Basin : Austin, Texas, pages 275–296. University of Texas at Austin Bureau of Economic Geology, 1990.
- E. Hecht. *Diffraction*. Addison-Wesley, New York, 2002.
- C. Holmden. Ca isotope study of Ordovician dolomite, limestone, and anhydrite in the Williston basin : Implications for subsurface dolomitization and local Ca cycling. *Chemical Geology*, 268 :180–188, 2009.
- K.J. Hsu. Origin of dolomite in sedimentary sequences : A critical analysis. *Mineralium Deposita*, 2 :133–138, 1966.
- J.D Humphrey. New geochemical support for mixing-zone dolomitization at Golden Grove, Barbados. *Journal of sedimentary Research*, 70,5 :1160–1170, 2000.
- O. Jaquet. Modèle probabiliste de réseaux karstiques : équation de langevin et gaz sur réseau. *Cahiers de Géostatistique*, 5 :69–80, 1995.
- H.C. Jenkyns, C.E. Jones, D.R. Gröcke, S. P. Hesselbo, et D.N. Parkinson. Chemostratigraphy of the Jurassic system : applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological society*, 159 :351378, 2002.
- C. E. Jones, H. C. Jenkyns, A. L. Coe, et S. P. Hesselbo. Strontium isotopic variation in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 :3061–3074, 1994.
- G.D. Jones et B.J. Rostron. Analysis of fluid flow constraints in regional scale reflux dolomitization : constant versus variable - flux hydrogeological models. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 48(3) :230–245, 2000.

- G.D Jones, P.L Smart, F.F Whitaker, B.J Rostron, et H.G Machel. Numerical modeling of reflux dolomitisation in the Grosmont platform complex (Upper Devonian), western Canada sedimentary basin. *AAPG*, 87,3 :1273–1298, 2003.
- G.D. Jones, F.F. Whitaker, P.L. Smart, et W.E. Sanford. Fate of reflux brines in carbonate platforms. *Geological Society of America*, 30(4) :371–374, 2002.
- G.D. Jones et Y. Xiao. Dolomitization, anhydrite cementation and porosity evolution in reflux system : insights from reactive transport models. *AAPG Bulletin*, 89(5) :577–601, 2005.
- S.E. Kaczmarek et D.F. Sibley. On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments : An alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. *Sedimentary Geology*, 240 :30–40, 2011.
- A. Katz et A. Matthews. The dolomitization of CaCO_3 : an experimental study at 252–295°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41 :297–308, 1977.
- J. Kaufman. Numerical models of fluid flow in carbonate platforms : implications for dolomitization. *Journal of sedimentary Research*, 64,1 :128–139, 1994.
- K. Kelts et J. Mckenzie. Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of deep sea drilling project leg 64, Gulf of California. Chapitre Initial reports of the deep sea drilling project, pages 553–569. US Government printing, 1982.
- L. Kiraly et I. Müller. Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst : effet sur la variation du chimisme des sources karstique. *Bulletin du centre d'hydrogéologie*, 3 : 237–285, 1979.
- T.K. Kyser, N. P. James, et Y. Bone. Alteration of Cenozoic cool-water carbonates to low-Mg calcite in marine waters, Gambier Embayment : South Australia. *Journal of sedimentary research*, 68 :947–955, 1998.
- L.S Land. Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, north Jamaica. *AAPG Bulletin*, 56 :635, 1972.
- L.S. Land. Concepts and models of dolomitization. Chapitre The isotopic trace element geochemistry of dolomite : the state of the art, pages 87–110. SEPM Special publication 28, 1980a.
- L.S. Land. *The isotopic trace element geochemistry of dolomite : the state of the art*. Concepts and models of dolomitization. SEPM Special publication 28, 1980b.
- L.S. Land. The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, 33 :112–125, 1985.
- L.S Land. Dolomitization of the Hope Gate formation (North Jamaica) by seawater : reassessment of mixing-zone dolomite. Chapitre Stable isotope Geochemistry : a tribute to Samuel Epstein, pages 121–133. Geochemistry Society Special Publication, 1991.
- L.S Land. Failure to precipitate dolomite at 25°C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. *Aquatic Geochemistry*, 4 :361–368, 1998.
- L.S Land et G.K. Hoops. Sodium in carbonate sediments and rocks : a possible index to the salinity of diagenetic solution. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43 :614–616, 1973.
- L.S. Land, M.R.I Salem, et D.W Morrow. Poleohydrology of ancient Dolomites : Geochemical evidence. *AAPG Bulletin*, 59,9 :1602–1625, 1975.
- L.S. Landes. Porosity through dolomitization. *AAPG Bulletin*, 4 :361–368, 1946.
- D. Lavoie, G. Chi, P. Brennan-Albert, et R. Bertrand. Hydrothermal dolomitization in the Lower Ordovician Romaine Formation of the Anticosti basin : significance for hydrocarbon exploration. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 53, 4 :454–472, 2006a.

- D. Lavoie, G. Chi, M. Urbatsch, et W.J. Davis. Hydrothermal dolomitization in the Lower Silurian La Vieille Formation in northern New Brunswick : geological context and significance for hydrocarbon exploration. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 57 :81–104, 2006b.
- D. Lavoie, G. Chi, M. Urbatsch, et W.J. Davis. Massive dolomitization of a pinnacle reef in the Lower Devonian West Point formation (Gaspé Peninsula, Quebec) : An extreme case of hydrothermal dolomitization through fault-focused circulation of magmatic fluids. *AAPG*, 94 (4) :513–531, 2010.
- B. Leflon. *Modélisation des hétérogénéités lithologiques à l'échelle du réservoir pétrolier en milieu marin et fluvial*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2005.
- M. Lemoine, P.-C. De Graciansky, et P. Tricart. *De l'océan à la chaîne de montagnes, Tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon and Breach Science Publishers, 2000.
- F. Lippman. *Sedimentary Carbonate Minerals*. Springer NY, 1973.
- R.M. Lloyd. Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30, 8 :801–814, 1966.
- M.A. Lopez-Horgue, E. Irlarte, S. Schröder, P.A. Fernandez-Mendiola B. Caline, Corneille H., Frémont J., M. Sudrie, et S. Zerti. Structurally controlled hydrothermal dolomites in albian carbonates of the Ason valley, Basque Cantabrian basin, Northern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, pages 1–24, 2010.
- F.J. Lucia. Rock fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterisation. *AAPG Bulletin*, 79 :1275–1300, 1995.
- F.J. Lucia. Origin and petrophysics of dolostone pore space. Chapitre The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs., pages 141–155. Geological Society, London, Special Publications., 2004.
- F.J. Lucia et R.P. Major. Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. Chapitre Dolomites - A Volume in Honour of Dolomieu., pages 325–341. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 1994.
- J.A. Luczaj. Evidence against the dolog (mixing-zone) model for dolomitization along the wisconsin archa case for hydrothermal diagenesis. *AAPG Bulletin*, 90, 11 :1719–1738, 2006.
- D.N. Lumsden. Characteristics of deep marine dolomite. *Journal of sedimentary Research*, 58,6 : 1023–1031, 1988.
- D.N. Lumsden et J.S. C. Chimahusky. Relationship between dolomite non stoichiometry and carbonate facies parameters. Chapitre Concept and Models of dolomitization, pages 123–137. Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1980.
- H.G. Machel. Concepts and models of dolomitisation : a critical reappraisal. Dans Darke G. Braithwaite C.J.R., Rizzi G., éditeur, *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*, volume 235, pages 7–63. Geological Society, 2004.
- H.G. Machel et S.A. Longacre. Die permische mcelroy ollagerst itte in Texas, U.S.A. - fazies, sequenzstratigraphie, und diagenese. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1/2 :85–115, 2000.
- H.G. Machel et J. Lonnee. Hydrothermal dolomite - a product of poor definition and imagination. *Sedimentary geology*, page 9, 2002.
- H.G. Machel et E.W. Montjoy. Chemistry and environments of dolomitization. *Earth and Science Review*, 23 :175–222, 1986.

- H.G. Machel et E.W. Montjoy. Coastal mixing zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of platform-margin carbonates - discussion. *Journal of sedimentary Petrology*, 60 (6) :1008–1012, 1990.
- H.G. Machel, E.W. Montjoy, et J.E. Amthor. Discussion : mass balance and fluid flow constraints on regional scale dolomitization, late devonian, western canada sedimentary basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 39 :332–351, 1996.
- R.P. Major et M.H. Holtz. Predicting reservoir quality at the development scale : Methods for quantifying remaining hydrocarbon resource in diagenetically complex carbonate reservoirs. Chapitre Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates, pages 231–248. AAPG Memoir 69, 1997.
- R.P. Major, R.M. Lloyd, et F.J. Lucia. Oxygen isotope composition of holocene dolomite formed in a humid hypersaline setting. *geology*, 20 :586–588, 1992.
- A. Malinverno, E. Erba, et T.D. Herbert. Orbital tuning as an inverse problem : chronology of the early Aptian oceanic anoxic event 1a (Selli level) in the Cismon APTICORE. *Paleoceanography*, 25, 2, 2010.
- J.-L. Mallet. *Geomodeling*. 2002.
- J.-L. Mallet. Space-time mathematical framework for sedimentary geology. *Mathematical Geology*, 36,1, 2004.
- M.J. Malone, P.A. Baker, et S.J. Burns. Hydrothermal dolomitization and recrystallization of dolomite breccias from the miocene monterey formation, Tepusquet area, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66,5 :976–990, 1996.
- R. Martini. Cathodoluminescence appliquée à la géologie. Rapport technique, Université de Genève laboratoire ELSTE, 2010.
- D. Masetti, A. Giacometti, P. Lodi, et P. Pignatti. I Calcari Grigi della piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete). *Atti. Tic. Sc. Terre*, 40 :139–183, 1998.
- G. Massonnat, Cantin F., A. Virgone, C. Fraisse, et C. Pabian-Goyheneche. Genetic-like modelling hydrothermal dolomite reservoir constrained by dynamic data. volume 14054. IPTC, 2009.
- G. Massonnat et E. Pernarcic. NEPTUNE : an innovative approach to significantly improve reservoir modeling in carbonate reservoirs. Dans *ADIPEC 2002*, 2002.
- S.J. Mazzullo. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite. *Carbonates and Evaporites*, 79 :16, 1992.
- J. M. McArthur, R. J. Howarth, et T. R. Bailey. Strontium isotope stratigraphy : LOWESS version 3 : best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The Journal of Geology*, 109 :155–170, 2001.
- J.A. McKenzie. Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E. *Journal of Geology*, 89 :185–198, 1981.
- L.A. Melim et P.A. Scholle. Dolomitization of the capitan formation forereef facies (permian, west texas and new mexico) : seepage reflux revisited. *Sedimentology*, 49 :1207–1227, 2002.
- L.A. Melim, P.K. Swart, et G.P. Eberli. Mixing-zone diagenesis in the subsurface of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 74,6 :924–933, 2004.
- W.J. Meyers, F.H. Lu, et J.K. Zachariah. Dolomitization by mixed evaporative brines and fresh-water, upper Miocene carbonates, Nijar, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 5 :898–912, 1997.

- C. H. Moore. Carbonates reservoirs, porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Sedimentology*, 55, 2001.
- C. H. Moore, A. Chowdhury, et L. Chan. Upper Jurassic Smackover platform dolomitization, northwestern Gulf of Mexico : Tale of two waters. *Sedimentology and geochemistry of dolostones*, 43 :175–189, 1988.
- D. M. Moore et R. C. Jr Reynolds. *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clays minerals*. oxford university Press - second edition, 1997.
- D.H. Morrow et H.J. Abercrombie. Rates of dolomitization : the influence of dissolved sulphate. Chapitre Dolomites - A Volume in Honour of Dolomieu, pages 377–386. IAS SP, 1994.
- D.W. Morrow. Diagenesis I. dolomite - part I. the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada*, 9 :5–13, 1982.
- D.W Morrow et B.D. Ricketts. Experimental investigation of sulfate inhibition of dolomite and its mineral analogues. Chapitre Sedimentology and geochemistry of Dolostones, pages 5–38. SEPM Special publication, 1988f.
- J.W. Morse et R.S. Arvidson. The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. *Earth Sciences Review*, 58 :51–84, 2002.
- E.W. Mountjoy et J.E. Amthor. Has burial dolomitization come of age? Dans Zenger D. Purser B., Tucker M., éditeur, *Dolomites- A volume in honour of Dolomieu*, pages 203–229. Sp Publi. 21 of the international Asso of Sedimentologists., 1994.
- D.W. Muller, J.A. McKenzie, et P.A. Mueller. Abu Dhabi sabkha, Persian Gulf, revisited : Application of strontium isotopes to test an early dolomitization model. *Geology*, 18,7 :618–621, 1990.
- M. Mutti et J.A. Simo. Distribution, petrography and geochemistry of early dolomite in cyclic shelf facies, Yates formation (Guadalupian), Capitan Reef Complex, USA. *Special Publications International Association of Sedimentologists*, 21 :91–107, 1994.
- F.H. Nader, R. Swennen, et A.M. Ellam. Petrographic and geochemical study of jurassic dolostones from lebanon : Evidence for superimposed diagenetic events. *Journal of Geochemical Exploration*, 89 :288–292, 2006.
- F.H. Nader, R. Swennen, et A.M. Ellam. Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, Central Lebanon). *Sedimentology*, 54 :1093–1119, 2007.
- P. Nielson, R. Swennen, Ph. Muchez, et E. Keppens. Origin of zebra dolomites from the Diantian south of the Brabant-Wales massif, Belgium. *Sedimentology*, 45 :727–743, 1998.
- D.W. Powers et R.G. Easterling. Improved methodology for using embedded Markov chains to describe cyclical sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 :913–923, 1982.
- A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, et H. Arnaud et S. Perry. *Ecole d'été : Carbonates récifaux et de plate-forme*, volume 45. Association des sédimentologistes français, 2004.
- G. Prosser. Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone : The North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy). *Tectonics*, 17 :921–937, 1998.
- B. Purser, M. Tucker, et D. Zenger. *Dolomites : A volume in honour of Dolomieu*. Wiley, 2009.
- B.H Purser, M.E Tucker, et D.H Zenger. Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. Chapitre Dolomites - A volume in honour of Dolomieu, pages 3–21. Spec. Publs. Int. Ass.Sediment., 1994.
- H. Qing, D.W.J. Bosence, et J.W. Morse. Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gilbratar, western mediterranean. *Sedimentology*, 48 : 153–163, 2001.

- H.R. Qing et E.W. Mountjoy. Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the presqu'île Barrier, western Canada sedimentary basin. *AAPG Bulletin*, 78 :55–77, 1994.
- M. C. Raddadi. *Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques*. PhD thesis, Universities UJF (France) and Sfax (Tunisie), 2004.
- L. Ratschbacher, W. Frisch, et H.-G. Linzer. Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 2, structural analysis. *Tectonics*, 10 :257–271, 1991b.
- L. Ratschbacher, W. Frisch, F. Neubauer, S. M. Schmid, et J. Neugebauer. Extension in compressional orogenic belts : The eastern Alps. *Geology*, 17 :404–407, 1989.
- K.A. Rodgers, A.J. Easton, et Downes C.J. The chemistry of carbonate rocks of Niue Island, south Pacific. *Journal of Geology*, 90 :645–662, 1982.
- E. Roedder. *Fluid Inclusions*. Mineralogical Society of America, 1984.
- R. Romano, P. Barattolo, et D. Masetti. Biostratigraphic evidence of the middle Liassic hiatus in the Foza section (eastern sector of the Trenti platform, Calcarei Grigi formation, Venetian Prealps). *Journal of Italian geosciences*, 124 :301–312, 2005.
- P. Ronchi, D. Masetti, S. Tassan, et D. Camocino. Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting : A hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian southern Alps, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 29 :68–89, 2012.
- P.A. Ruitz-Ortiz, D.W.J. Bosence, J. Rey, L.M. Nieto, et J.M. Molina. Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, southern Spain). *Basin Research*, 16 :235–258, 2004.
- A.H. Saller et A.B. Koepnick. Eocene to early Miocene growth of Enewetak Atoll : Insight from strontium-isotope data. *Geological Society of America Bulletin*, 102 :381–390, 1990.
- J.-N. Salomon. *Précis de Karstologie*. Broché, 2006.
- S.M. Schmid, H.R. Aebli, F. Heller, et A. Zingg. The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. *Alpine Tectonics*, 45 :153–171, 1989.
- J.W. Schmoker et R.B. Halley. Carbonate porosity versus depth : a predictable relation for south Florida. *AAPG Bulletin*, 66 :2561–2570, 1982.
- J.W. Schmoker, K.B. Krystinick, et R.B. Halley. Selected characteristics of limestone and dolomite reservoirs in the United States. *AAPG Bulletin*, 69 :733–741, 1985.
- A. Searl et A.E. Fallick. Dinantian dolomites from east Fife : hydrothermal overprinting of early mixing-zone stable isotopic and Fe/Mn compositions. *Journal of the Geological Society London*, 147 :623–638, 1990.
- M.N. Shaaban, H.M. Holail, et M.A. Rashed. Dolomitization of middle Miocene buildups, Um Gheig area, Red Sea coast, Egypt. *Carbonates and Evaporites*, 12 :264–275, 1997.
- M.M. Shah, F.H. Nader, J. Dewit, R. Swennen, et D. Garvia. Fault-related hydrothermal dolomites in Cretaceous carbonates (Cantabria, northern Spain) : Results of petrographic, geochemical and petrophysical studies. *Bull. Soc. Géol. De France*, 181(4) :391–407, 2010.
- T.J. Shepherd et A.H. Rankin. Fluid inclusion techniques of analysis. volume 10, Chapitre Techniques in hydrothermal ore deposits geology, pages 125–149. *Reviews Economic Geology*, 1998.
- E. A. Shinn. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites : a reevaluation. *Journal of sedimentary Research*, 53,2 :619–628, 1983.

- R.R Shrock. A classification of sedimentary rocks. *Journal of Geology*, 56 :118–129, 1948.
- D.F. Sibley et J.M. Gregg. Classification of dolomite rock texture. *Journal of sedimentary petrology*, 57, 6 :967–975, 1987.
- D.F Sibley, S.H Nordeng, et M.L Borkowski. Dolomitization kinetics in hydrothermal bombs and natural settings. *Journal of sedimentary Research*, 64, 3 :630–637, 1994.
- M. Simms. Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms. *AAPG Bulletin*, 34 :411–420, 1984.
- P.L Smart, J.M Dawans, et F. Whitaker. Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature*, 335 :811–813, 1988.
- G.L. Smith et J.A. Simon. Warm blooded dolomitization - an alternative explanation for type-dorag dolomitization, 1991. Dolomieu Conference on carbonate Platforms and Dolomitization : Ortisei/St.Ulrich, Val gardena/Grodenal, The Dolomites.
- Jr L.B. Smith et G.R Davies. Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs : Introduction. *AAPG Bulletin*, 90,11 :1635–1640, 2006.
- A. Spadafora, E. Perri, J.A. McKenzie, et C. Vascioncelos. Microbial biomineralization processes forming modern Ca :Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology*, 57 :27–40, 2010.
- G. H. Spence et M. E. Tucker. A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. *Journal of sedimentary research*, 77 :797–808, 2007.
- C. Spencer-Cervato et J. Mullis. Chemical study of tectonically controlled hydrothermal dolomitization : an example from the lessini mountains, italy. *Geologische Rundschau*, 81 / 2 :347–370, 1992.
- C.M. Sperber, B.H. Wilkinson, et D.R Peacor. Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomie carbonate rocks. *Journal of Geology*, 92 :609–622, 1984.
- G.M. Stampfli, J. Mosar, D. Marquer, R. Marchand, T. Baudin, et G. MBorel. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296 :159–204, 1998.
- N.D Stearns, H.T Stearns, et G.A Waring. Thermal springs in the United States. *United States Geological Survey, Water Supply Paper*, 679-B :59–191, 1935.
- C.I. Steefel, D.J. DePaolo, et P.C. Lichtner. Reactive transport modeling : An essential tool and a new research approach for the Earth Sciences. *Earth and Planetary Science Letters*, 240 : 539–558, 2005.
- S. Q. Sun. Dolomite reservoirs : Porosity evolution and reservoir characteristics1. *AAPG Bulletin*, 79, 2 :186–204, 1995.
- R. Swennen, J. Dewit, E. Fierens, Ph. Muchez, A. Foubert, F. Nader, M. Shah, et D. Hunt. Evidence of repeated hot fluid pulses along the Ranero fault system (Cantabrian Mountains, north Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 100, 2009.
- R. Swennen, V.C. Vahrenkamp, P.K. Swart, V. Vandeginste, V.C. Vahrenkamp, P.K. Swart, et R. Ellam. Genesis of zebra dolomites (Cathedral formation : Canadian Cordillera and Thrust Belt, British Columbia). *Journal of Geochemical Exploration*, 2003.
- M.E Tucker, V.P. Wright, et J.A.D. Dickson. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science, 1990.
- O.F. Tuttle. Structural petrology of planes of liquid inclusions. *Journal of Geology*, 57 :331–356, 1949.
- E. Usdowski. Synthesis of dolomite and geochemical implications. Dans *Dolomites - A volume in honour of Dolomieu*. Purser B.H, Tucker M.E, Zenger D.H, 1994.

- V.C. Vahrenkamp et P.K. Swart. Late Cenozoic dolomites of the Bahamas; metastable analogues for the genesis of ancient platform dolomites. Dans Zenger D. Purser B., Tucker M., éditeur, *Dolomites : a volume in honour of Dolomieu*, volume 21, pages 133–153. SP IAS, 1994.
- V. Vandeginste, R. Swennen, S.A. Gleeson, R.M. Ellam, K. Osadetz, et F. Roure. Zebra dolomitization as a result of focused fluid flow in the Rocky Mountains and Thrust Belt, Canada. *Sedimentology*, 52, 5 :1067–1095, 2005.
- D.A. Vanko, S.R. Sutton, M.L. Rivers, et R.J. Bodnar. Major-element ratios in synthetic fluid inclusions by synchrotron X-ray fluorescence microprobe. *Chemical Geology*, 109 :125–134, 1993.
- C. Vasconcelos et J.A. McKenzie. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, 67,3 :378–390, 1997.
- J. Veizer, D. Ala, K. Azmy, P. Bruckschen, D. Buhl, F. Bruhn, G.A.F. Carden, A. Diener, S. Ebner, Y. Godderis, T. Jasper, C. Korte, F. Pawellek, O. Podlaha, et H. Strauss. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, d_{13}C and d_{18}O evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161 :29, 1999.
- J. Veizer, D. Buhl, F. Bruhn, A. Diener, S. Ebner, O. Podlaha, P. Bruckschen, T. Jasper, C. Korte, M. Schaaf, D. Ala, et K. Azmy. Strontium isotope stratigraphy : potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132 :12, 1997.
- G. Viola, N.S. Mancktelow, et D. Seward. Late Oligocene-Neogen evolution of Europe-Adria collision - new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian eastern Alps). *Tectonics*, 20(6) :999–1020, 2001.
- L.M. Walter. Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution : Implications for diagenesis. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists ; Carbonate Cements*, pages 1–14, 1985.
- L.M. Walter et E.A. Burton. Dissolution of recent platform carbonate sediments in marine pore fluids. *American of Journal of Science*, 290 :601–643, 1990.
- L.M. Walter et J.W. Morse. The dissolution kinetics of shallow marine carbonates in seawater : a laboratory study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49 :1503–1513, 1985.
- W.C Ward et R.B Halley. Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, late Pleistocene, northeastern Yucatan Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55,3 :407–420, 1985.
- J. Warren. Dolomite : occurrence, evolution and economically important association. *Earth Science Review*, 52 :1–81, 2000.
- R. Warthmann, Y. van Lith, C. Vasconcelos, J.A. McKenzie, et A.M Karpoff. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments. *Geology*, 28,12 :1091, 2000.
- J.N. Weber. Trace element composition of dolostones and dolomite its bearing on the dolomite problem. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28 :1817–1668, 1964.
- J. Wendte, I. Al-Aasm, G. Chi, et D. Sargent. Fault/fracture controlled hydrothermal dolomitization and associated diagenesis of the Upper Devonian Jean Marie Member (Redknife formation) in the July Lake area of northeastern British Columbia. *AAPG*, 57(3) :275–322, 2009a.
- J. Wendte, A. Burnes, et D. Sargent. The control of hydrothermal dolomitization and associated fracturing on porosity and permeability of reservoir facies of the Upper Devonian Jean Marie Member (Redknife formation) in the July Lake area of northeastern British Columbia. *AAPG*, 57(4) :387–408, 2009b.
- P.K. Weyl. The solution kinetics of calcite. *Journal of geology*, 66 :1377–1385, 1957.

- F. F. Whitaker, P. L. Smart, V. C. Vahrenkamp, H. Nicholson, et R. A. Wogelius. Dolomitization by near-normal seawater? field evidence from the bahamas. Chapitre Dolomites : A Volume in Honour of Dolomieu. B. Purser and M. Tucker and D. Zenger, 2009.
- F.F. Whitaker et P.L. Smart. Climate-controlled early dolomite, late Triassic cyclic platform carbonates, Hungary. *AAPG Bulletin*, 36, 1993.
- F.F. Whitaker, P.L. Smart, et G.D. Jones. Dolomitisation : from conceptual to numerical models. Dans Darke G. Braithwaite C.J.R., Rizzi G., éditeur, *The Geometry and petrogenesis of Dolomite Hydrocarbons Reservoirs*, volume 235, pages 99–139. London, 2004.
- D.E White. Thermal waters of volcanic origin. *Geological society of America Bulletin*, 68 :1637–1658, 1957.
- M. Wilmsen et F. Neuweiler. Biosedimentology of the early Jurassic postextinction carbonate depositional system, central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology*, 55 :773–807, 2008.
- E.N. Wilson, L.A. Hardie, et O.M. Phillips. Dolomitization front geometry, fluid flow patterns, and the origin of dolomite : the Triassic Latemar Buildup, northern Italy. *American Journal of Science*, 290(7) :791–794, 1990.
- F.W. Witkowski, D.J. Blundell, P. Gutteridge, A.D. Horbury, N.H. Oxtoby, et H. Qing. Video cathodoluminescence microscopy of diagenetic cements and its applications. *Marine and petroleum Geology*, 17,10 :1085–1093, 2000.
- S. Wolfram. Universality and complexity in cellular automata. *Physica D*, 10 :1–35, 1984.
- D.T Wright et D. Wacey. Precipitation of dolomite using sulphate-reducing bacteria from the Coorong Region, south Australia : significance and implications. *Sedimentology*, 52 :987–1008, 2005.
- V.P. Wright. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76 :177–185, 1992.
- W.R. Wright, A.W. Jonhson, K.L. Shelton, et E.D. Somerville J.M. Gregg. Fluid migration and rock interactions during dolomitisation of the Dinantian Irish Midlands and Dublin Basin. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70 :159–164, 2000.
- Y. Xiao et G.D. Jones. Reactive transport modeling of carbonates and siliclastic diagenesis and reservoir quality prediction. *SPE International*, (101669) :1–10, 2006.
- Y. Xiao et G.D. Jones. Reactive transport models of limestone - dolomite transitions : implications for reservoir connectivity. *IPTC*, 11199, 2007.
- M. Yamin-Ali. Carbonate cement stratigraphy and timing of diagenesis in a Miocene mixed carbonate-clastic sequence, offshore Sabah, Malaysia : constraints from cathodoluminescence, geochemistry, and isotope studies. *Sedimentary Geology*, 99, 3-4 :191–214, 1995.
- D. Zampieri. Tertiary extension in the southern Trento Platform southern Alps, Italy. *Tectonics*, 14(3) :645–657, 1995.
- W.G. Zempolich. The drowning succession in Jurassic Carbonates of the Venetian Alps, Italy : a record of supercontinent brakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow-water environments. *AAPG Special volumes*, 57 :63–105, 1993.
- W.G. Zempolich et L.H. Hardie. Geometry of dolomite bodies within deep-water resedimented oolite of the Middle Jurassic Vajont limestone, Venetian Alps, Italy : analogs for hydrocarbon. Dans J.Gluyas J.A Kupez et S.Boch, éditeurs, *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates*, pages 127–162. American Association of petroleum geologist, 1997.
- D.H. Zenger, J.B. Dunham, et R. L.Ethington. *Concepts and models of dolomitization*. society of economic paleontologists and mineralogists., 1980.

Ce document a été préparé à l'aide de l'éditeur de texte GNU Emacs et du logiciel de composition typographique L^AT_EX 2_ε.

Modélisation par automate cellulaire des phénomènes diagénétiques des plateformes carbonatées. Calibration et paramétrage à partir de deux cas d'études: l'Urgonien du Vercors (Crétacé inférieur, SE France) et les Calcaires Gris du Mont Compomolon (Lias, NE Italie).

Une fois déposé, un sédiment est affecté au cours de son enfouissement par un ensemble de processus, regroupé sous le terme diagenèse, le transformant parfois légèrement ou bien suffisamment pour le rendre méconnaissable. Ces modifications ont des conséquences sur les propriétés pétrophysiques qui peuvent être positives ou négatives, c'est-à-dire les améliorer ou bien les détériorer.

Une voie alternative de représentation numérique des processus, affranchie de l'utilisation des réactions physico-chimiques, a été adoptée et développée en mimant le déplacement du ou des fluides diagénétiques. Cette méthode s'appuie sur le principe d'un automate cellulaire et permet de simplifier les phénomènes sans sacrifier le résultat et permet de représenter les phénomènes diagénétiques à une échelle fine. Les paramètres sont essentiellement numériques ou mathématiques et nécessitent d'être mieux compris et renseignés à partir de données réelles issues d'études d'affleurements et du travail analytique effectué.

La représentation des phénomènes de dolomitisation de faible profondeur suivie d'une phase de dédolomitisation a été dans un premier temps effectuée. Le secteur concerne une portion de la série carbonatée de l'Urgonien (Barrémien-Aptien), localisée dans le massif du Vercors en France. Ce travail a été réalisé à l'échelle de la section afin de reproduire les géométries complexes associées aux phénomènes diagénétiques et de respecter les proportions mesurées en dolomite. De plus, la dolomitisation a été simulée selon trois modèles d'écoulement. En effet, la dédolomitisation étant omniprésente, plusieurs hypothèses sur le mécanisme de dolomitisation ont été énoncées et testées. Plusieurs phases de dolomitisation per ascensum ont été également simulées sur des séries du Lias appartenant aux formations du groupe des Calcaire Gris, localisées au nord-est de l'Italie. Ces fluides diagénétiques empruntent le réseau de fracturation comme vecteur et affectent préférentiellement les lithologies les plus micritisées. Cette étude a permis de mettre en évidence la propagation des phénomènes à l'échelle de l'affleurement.

Mots-clés : Carbonates, dolomitisation, dédolomitisation, modélisation pseudo-génétique, gaz sur réseau, marche aléatoire.

Modelling of diagenetic overprints in carbonate platforms using gas automata. Calibration and definition of key parameters by data from two outcropping analogues: the Urgonian in Vercors (SE France) and in the Calcarei Grigi of the Mont Comopomolon (NE Italy).

Once deposited, sediment is affected by diagenetic processes during their burial history. These diagenetic processes are able to affect the petrophysical properties of the sedimentary rocks and also improve as such their reservoir capacity. The modelling of diagenetic processes in carbonate reservoirs is still a challenge as far as neither stochastic nor physicochemical simulations can correctly reproduce the complexity of features and the reservoir heterogeneity generated by these processes. An alternative way to reach this objective deals with process-like methods, which simplify the algorithms while preserving all geological concepts in the modelling process.

The aim of the methodology is to conceive a consistent and realistic 3D model of diagenetic overprints on initial facies resulting in petrophysical properties at a reservoir scale. The principle of the method used here is related to a lattice gas automata used to mimic diagenetic fluid flows and to reproduce the diagenetic effects through the evolution of mineralogical composition and petrophysical properties. This method developed in a research group is well adapted to handle dolomite reservoirs through the propagation of dolomitising fluids and has been applied on two case studies. The first study concerns a mid-Cretaceous rudist and granular platform of carbonate succession (Urgonian Fm., Les Gorges du Nan, Vercors, SE France), in which several main diagenetic stages have been identified. The modelling in 2D is focused on dolomitisation followed by a dedolomitisation stage. For the second study, data collected from outcrops on the Venetian platform (Lias, Mont Compomolon NE Italy), in which several diagenetic stages have been identified. The main one is related to per ascensum dolomitisation along fractures. In both examples, the evolution of the effects of the mimetic diagenetic fluid on mineralogical composition can be followed through space and numerical time and help to understand the heterogeneity in reservoir properties.

Keywords Carbonates, dolomitisation, dedolomitisation, process-like modelling, lattice gas automata, random walk, memory effect.